Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

Herausgeber: Prof. Dr. Richard Dehm

2

Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen

Von

DIETRICH HERM

MÜNCHEN 1969

KOMISSIONSVERLAG

GEBR. GEISELBERGER · 8262 ALTÖTTING

ZITTELIANA	2	159 Seiten	18 Tafeln	München, 1. September 1969

Als Habilitationsschrift auf Empfehlung der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft

---

Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger, Altötting

ZITTELIANA	2	Seiten 1-159	München, 1. September 1969

Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen

Von

DIETRICH HERM, München[1])

Mit 47 Abbildungen, 4 Tabellen und 18 Tafeln

Inhalt

[1]) Dr. DIETRICH HERM, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

0. 1. Vorwort

Die Anregung zu vorliegender Arbeit erfolgte in Chile selbst, angesichts der großartigen Aufschlüsse und in der Diskussion mit Herrn Professor Humberto FUENZALIDA und Herrn Roland PASKOFF. Das Thema formierte sich in der Erkenntnis, hier einen kleinen weiterführenden Beitrag zu der von DARWIN begonnenen und von PHILIPPI, STEINMANN, MÖRICKE und BRÜGGEN weitergeführten Erforschung leisten zu können. Die Bearbeitung der marinen neogenen und pleistozänen Entwicklungsgeschichte eines noch heute im geologischen Kräftespiel so aktiven Kontinentrandes wie Chile versprach Ergebnisse zu bringen, die über das rein regionale Interesse hinaus von Bedeutung sein könnten. Unsere bisherigen Kenntnisse des Neogen und Quartär der südlichen Halbkugel sind sehr gering. Andererseits versucht gerade die Quartärerforschung ihre außergewöhnlichen Phänomene in zirkum-globaler Sicht zu erfassen; die großen, zum Teil noch ungelösten Probleme der Quartärforschung müssen, sollen sie befriedigend gelöst werden, weltweit gesehen werden. Ich erinnere nur an den Problemkreis der eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen, an die Kongruenz der Kaltzeiten auf der Nord- und Südhalbkugel, an die Rekonstruktion der Meeresströmungen zu Beginn und während des Quartär und ihre Bedeutung für die Entstehung der Kaltzeiten und an die Faunenwanderungen und Verschiebungen der Faunenprovinzen während des Pleistozän.

Die Geländearbeiten zu vorliegender Publikation fallen hauptsächlich in das Jahr 1965 während eines Aufenthaltes als Gastprofessor an der Escuela de Geologia, Universidad de Chile in Santiago de Chile, der durch die Vermittlung von Herrn Professor Dr. W. ZEIL auf Einladung von Herrn Professor J. GOMEZ MILLAS, dem damaligen Rektor der Universidad de Chile, ermöglicht wurde. Die Kulturabteilung des Auswärtigen Amtes der Bundesrepublik Deutschland übernahm durch die Vermittlungsstelle für deutsche Wissenschaftler im Ausland die finanzielle Unterstützung. Die Geländearbeiten wurden in großzügiger Weise durch Forschungsgelder der Rectoria der Universidad de Chile finanziert. Den obengenannten Herren sowie beiden Institutionen gebührt mein Dank.

Der verstorbene Direktor der Escuela de Geologia der Universidad de Chile, Herr Professor Humberto FUENZALIDA VILLEGAS, selbst ein begeisterter Erforscher des Neogens und des Quartärs Chiles, hat mit seiner unentwegten freundlichen Hilfsbereitschaft und manchem väterlichen Rat den Fortgang der Arbeit gefördert. Als bescheidener Dank sei ihm diese Arbeit gewidmet.

In Dankbarkeit denke ich ferner an die Mithilfe und Treue des Personals und meiner Studenten an der Escuela de Geologia in Santiago de Chile in den Jahren 1963—65.

Die Ausarbeitung erfolgte an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München. Dem Direktor, Herrn Professor Dr. Richard DEHM, gebührt mein ganz besonderer Dank. Er hat mit gewohnter Großzügigkeit und vielen wertvollen Ratschlägen die Arbeit sehr gefördert.

Herr Roland PASKOFF beschäftigt sich seit einigen Jahren mit der geomorphologischen Erforschung des nördlichen Mittelchiles (dem Gebiet zwischen Rio Aconcagua und Rio Elqui). Mit ihm verbindet mich eine freundschaftliche Zusammenarbeit nicht nur im Gelände, sondern auch in zahlreichen Diskussionen während der Ausarbeitung. Durch die geomorphologischen Erforschungen, besonders der kontinentalen Entwicklungsgeschichte während des Neogen und Quartärs landeinwärts bis zur Hochkordillere, konnte PASKOFF mir wertvolle Hinweise geben. Meine Arbeit beschränkt sich auf die marinen Ablagerungsfolgen, ist jedoch über das Gebiet von PASKOFF beträchtlich nach Süden (bis 34° S) und nach Norden (bis 23° S) ausgedehnt. Ohne einen steten Gedankenaustausch der Ergebnisse, die jeder auf seinem Spezialgebiet erarbeitete, wären wohl schwerlich in einem räumlich so ausgedehnten Themenkreis weitreichende Schlußfolgerungen möglich gewesen.

Gemeinsame Ergebnisse wurden in Gemeinschaftsarbeiten (HERM, PASKOFF & STIEFEL 1967, HERM & PASKOFF 1967 a, 1967 b) niedergelegt und dienen uns beiden als Basis zum weiteren Ausbau. Meinem Freund PASKOFF sei herzlich gedankt.

Mit meinen beiden Kollegen Dr. J. STIEFEL und Dr. H. MILLER führte ich viele gemeinsame Exkursionen und anregende Diskussionen durch, die mir sehr von Nutzen waren.

Groß ist die Zahl der Kollegen, die durch Literaturhilfe, Ausleihe von Typen und Überlassen von Vergleichsmaterial sowie durch anregenden Gedankenaustausch mitgeholfen haben, diese Arbeit abzurunden. Besonders gedankt sei: Dr. A. ANDERSSON, Stockholm; Dr. K. W. BARTHEL, München; Dr. G. DREMEL, München; Prof. H. ETCHEVERRY, Montemar, Chile; Prof. H. HAGN, München; Dr. A. von HILLEBRANDT, Berlin; Prof. G. P. KANAKOFF, Los Angeles; Chr. KLÖREN, München; Prof. G. LECOINTRE, Paris; Prof. K. MASUDA, Sendai, Japan; J. MONTANE, Santiago de Chile; Dr. U. PFLAUMANN, Kiel; L. RAMORINO, Montemar, Chile; Prof. A. SEILACHER, Tübingen; Prof. J. STUARDO, Concepcion; C. A. VIVIANI, Valdivia, z. Z. Gießen; Dr. A. ZILCH, Frankfurt, und Dr. H. ZÖBELEIN, München.

1. 1. Einführung und historischer Überblick

Chile erstreckt sich mit seiner gesamten Länge am Südpazifik und ist durchzogen von dem hier küstenparallel verlaufenden Andenorogen. Die morphologische Dreigliederung Nord- und Mittelchiles (in die Hochkordillere im Osten — mit der Wasserscheide als Grenze zu Bolivien und Argentinien —, den Längstalsenken als langgestreckte, N—S gerichtete Grabenbrüche — und die Küstenkordillere, als ein vorwiegender paläozoischer Gebirgsrumpf mit zahlreichen Intrusiva im Westen) stellt gleichzeitig eine geologische Grobgliederung dar.

Die Hauptsenkung des Andenorogens begann in der

oberen Trias, bzw. im tieferen Lias. An der Auffüllung waren vorwiegend vulkanische Serien beteiligt. Im Lias kam es in golfartigen Einbuchtungen und lokal begrenzten Senkungsbecken zu z. T. sehr mächtigen marinen Sedimentfüllungen; während im obersten Jura und in der tiefen Unterkreide die marine Sedimentation mehr in langgestreckten N-S gerichteten Trögen vorherrschte. Aus dem Bereich der heutigen Hochkordillere zog sich das Meer spätestens im mittleren Teil der unteren Kreide nach W und NW über die Küstenkordillere hinaus zurück. Die Absenkung und damit die Auffüllung ging jedoch mit nach Westen an Mächtigkeit zunehmenden Vulkaniten und ihren terrestrischen Aufarbeitungsprodukten während der ganzen Kreide unvermindert weiter. Langgestreckte, marine, orogene Vortiefen fehlen im Westen des eigentlichen Orogens ganz.

Nach einzelnen, begrenzten, randlichen Vorstößen des Oberkreidemeeres im südlichen Mittelchile (Quiriquina-Stufe bei Concepcion), drang das Meer im Alttertiär in die große Längstal-Grabenzone, einem neugebildeten Strukturelement mit Senkungstendenz ein (vgl. Illies, 1958, S. 148). Die rege Tektonik vom Typ einer Schollenzerstückelung im südlichen Teil Mittelchiles mit unterschiedlichen Verstellungen und mit vorwiegenden Abschiebungen zum Längstal hin (Illies, 1960, S. 77), führte im Alttertiär zu einer schollenartigen Aufgliederung der Küstenkordillere und weiterem Einsinken der Längstalgrabenzone. Eine sehr wechselvolle Sedimentation mit stark schwankenden Mächtigkeiten war die Folge. Rasche laterale Fazieswechsel zwischen marinen und limnischen Ablagerungen sowie mächtigen terrestrischen Schüttungen spiegeln diese Unruhe wieder und charakterisieren die Concepcion-Stufe. Diese paläozänen und eozänen Sedimente wurden von Brüggen 1913, 1934; Fenner & Wenzel, 1942; Tavera, 1942; und Muñoz Cristi, 1946, 1950, 1953, 1956, mehrfach untergliedert, um so den reichen Faziesverzahnungen der oft kohleführenden Serien mit den marinen Schichtfolgen gerecht zu werden. Wenn auch nur kurzfristig, so drang doch mehrmals das Meer über die Küstenkordillere hinweg bis zum Fuß der Hochkordillere vor (Brüggen, 1950, S. 50).

Nach den orogenetischen Bewegungen an der Wende Eozän/Oligozän und während des Oligozäns (vgl. weitere Literatur bei Illies, 1960, S. 92) griff das Meer vornehmlich aus dem Süden, aber auch im Miozän (Navidad-Stufe) über die Küstenkordillere hinweg auf das Längstal über und erreichte den Westfuß der Hauptkordillere nicht nur auf der Breite von Valdivia, sondern auch noch nördlich bei Los Angeles (Illies, 1958, S. 148; 1960, S. 94). Es waren nur kurze, lokale Meeresingressionen, die rasch wieder ausgesüßt, bzw. schnell wieder zugeschüttet wurden.

Im nördlichen Mittelchile und in Nordchile wurde die Küstenkordillere im Tertiär nicht mehr vom Meer überwältigt. Abgesehen von dem kleinen Vorkommen an eozänen Sedimenten bei Algarrobo (Corvalan & Davila, 1966, S. 10) fehlen hier alttertiäre, marine Sedimente am Westrand der Küstenkordillere, völlig.

Der Verlauf der Küste, im Norden meist als mauerartige Steilküste, im nördlichen Mittelchile als Felsenküste mit kleinen Buchten ausgebildet, im ganzen sehr geschlossen und einheitlich, ist gebunden an große N-S Störungen, an denen die Küstenkordillere zum Pazifik staffelförmig absinkt. Diese Struktur ist relativ alt, wohl bereits im Alttertiär angelegt worden.

Marine Sedimente des Miozän (Navidad-Stufe) sind südlich San Antonio in küstennaher Fazies auf dem hier praemiozän stark eingeebneten Westabfall der Küstenkordillere erhalten geblieben. Nördlich von Curauma (südlich Valparaiso) sind etwaige, marine Sedimente eines Miozän-Meeres vollständig der großen Regression- und Erosionsphase zwischen Miozän und Pliozän zum Opfer gefallen (Herm & Paskoff, 1967a, S. 764).

Das Pliozänmeer griff wiederum nur sehr randlich auf das Festland über. Zur ausgedehnten Sedimentation konnte es nur dort kommen, wo durch Horst-Grabensysteme, an N—S verlaufenden Störungen Inseln oder Halbinseln vom Festland abgespalten wurden und sich geschützte Buchten mit absinkendem Boden bildeten. Ebenso drang das Pliozän-Meer in die praepliozän ausgetieften großen Flußmündungen ein und hinterließ marine Sedimente, die sich mannigfach mit fluviatilen Sedimenten verzahnen. Gerade durch die Kombination dieser beiden Vorgänge — küstenparallele Grabenbrüche und Flußmündungen — sind uns an der sonst so ungegliederten Küste Gebiete mit Pliozänsedimenten von einigen Zehnerkilometern Ausdehnung erhalten geblieben.

Die morphologische Überprägung durch das marine Pleistozän läßt sich entlang der gesamten Küste verfolgen. Eine absteigende, treppenförmige Folge von Abrassionsterrassen von unterschiedlicher Breite ist in die meist aus metamorphen Gesteinen, mesozoischen Vulkaniten oder aus granodioritischen Intrusiva bestehende Küste eingeschnitten. Schärfer hinterließen die pleistozänen Meeresingressionen ihre Spuren jedoch in den Buchten mit weichen, pliozänen Sedimentfolgen. Hier herrschte, zumindest während der Regressionsphasen im Pleistozän weite Anlandung, so daß marine Pleistozänsedimente erhalten blieben.

Die vorliegenden Untersuchungen beschränken sich auf diese Ingressions-Buchten mit den pliozänen Sedimentfolgen und den pleistozänen, marinen Überdeckungen.

Abgesehen von einigen Vergleichsbegehungen im südlichen Mittel-Chile in der Provinz Arauco (Bahia

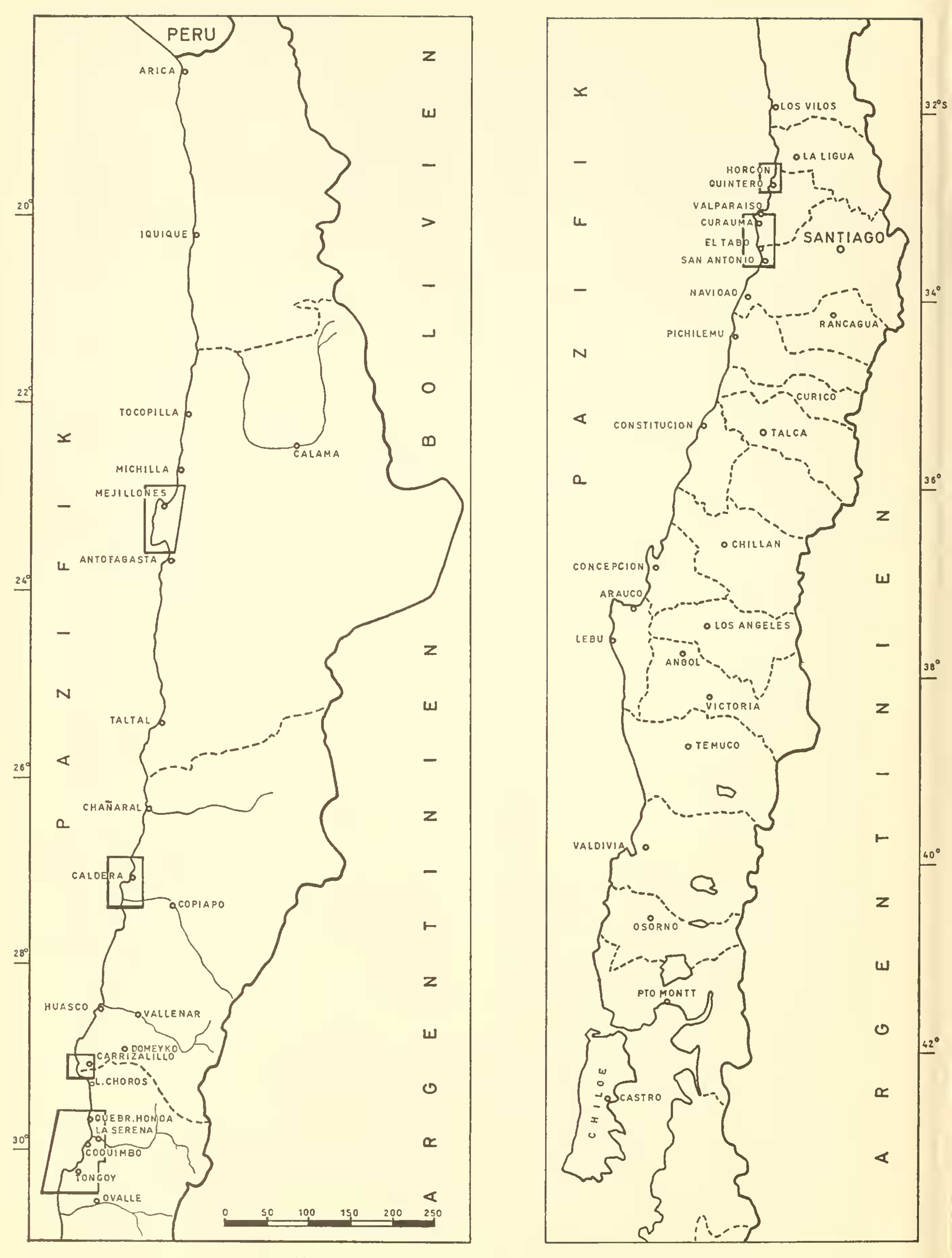


Abb. 1: Lageskizze der Arbeitsgebiete (stark umrahmt).

Arauco, Mündung des Rio Tubul) liegen die Arbeitsgebiete zwischen 23° und 34° südlicher Breite.

Die wenigen Buchten und Flußmündungen entlang der sonst abweisenden Steilküste Nord- und Mittelchiles, erwiesen sich zur Anlage von Häfen als Ausgangspunkte für die frühe Erschließung des Landesinneren und als Verladeplätze für die Bergbauprodukte als sehr günstig. So ist es nicht verwunderlich, daß in den ersten geologischen Beschreibungen der Forschungsreisenden, die ihre Untersuchungen meist vom Schiff aus in das Landesinnere vortrugen, bereits zu Beginn des letzten Jahrhunderts stets die in diesen Buchten landschaftsformenden, eindrucksvollen Terrassenfolgen und tertiären Sedimente erwähnt wurden.

Die ersten wissenschaftlichen Beobachtungen über die tertiären Sedimente und die marinen Terrassenbildungen entlang der chilenischen Küste finden sich bei A. D'Orbigny (1842). Durch seine ausgedehnten Reisen entlang der Atlantikküste und um die Südspitze des südamerikanischen Kontinents hatte er einen guten Überblick und brachte die Bildungen entlang der chilenischen Küste in Zusammenhang mit ähnlichen Erscheinungen des atlantischen Patagoniens. Zwar werden noch Oberkreide-Sedimente und Tertiärschichten zusammengelegt (l. c. 247) und unter den Begriff „terrain tértiaire patagonien ..." vereinigt, aber die Oberflächen-Bildungen auf den Terrassen werden als sehr jung angesehen. Die Terrassen mit ihren Molluskenfaunen, die der heutigen Fauna sehr ähneln, werden von D'Obigny (l. c. S. 261) nur einer plötzlichen Hebung, die vermutlich im Diluvium erfolgte und den ganzen Südteil des Kontinentes erfaßte, zugeschrieben. Detailbeobachtungen liegen nur von Valparaiso, Coquimbo und Cobija vor.

Auch Darwin konnte während der Reise der „Beagle" in den Jahren 1832—1836 seine im atlantischen Patagonien gewonnenen Erfahrungen auf Chile ausdehnen (Darwin, 1846). Wichtige Detailbeobachtungen lieferte Darwin von Navidad (er ist der Erst-Autor der „Formation Navidad", (l. c. S. 127) und aus der Umgebung von Coquimbo (l. c., S. 128). Er vereinigt altersmäßig die Ablagerungen von Coquimbo und Navidad noch mit den südlichen Vorkommen von Chiloe, erkennt aber die Muschelablagerungen, die diese tertiäre Schichtfolge überlagern, als sehr jung (l. c. S. 128). In der Bucht von Coquimbo kann er 6 verschiedene Terrassen mariner Entstehung unterscheiden. Darwin sieht die Terrassenbildung als die Folge einer, den ganzen Südteil des Kontinentes erfassenden, gleichmäßigen, allmählichen und sehr jungen Heraushebung an, die „innerhalb der Periode der jetzt existierenden Muscheln" (l. c. S. 53) geschah, und von einzelnen ruckartigen Bewegungen verstärkt wurde, die mit den Erdbeben in Beziehung gebracht wurden. Die Beschreibung einiger Tertiär-Fossilien übernahm Sowerby (Sowerby in Darwin, 1846).

Diese grundlegenden Ideen und Erkenntnisse Darwin's waren richtungsweisend und beherrschten das Schrifttum bis in die jüngste Zeit.

In den Folgejahrzehnten brachte Domeyko (1848, 1860, 1862) einige kleinere Beiträge mit exakten Messungen der einzelnen Terrassenhöhen. Paläontologische Zusammenfassungen ohne grundsätzlich neue Erkenntnisse finden sich bei Remond (1867), Conrad (1855) und Hupé in Gay (1850); stratigraphische Irrtümer schleppen sich weiter durch das Schrifttum.

Der bedeutende Naturwissenschaftler, vor allem Zoologe, R. A. Philippi bearbeitete 1887 das reiche Fossilmaterial der tertiären und quartären Ablagerungen Chiles. Es handelte sich zum größten Teil um Museumsmaterial, so daß die Fossilien nur ungenügende Fundortsangaben besitzen und nicht im geologischen-stratigraphischen Zusammenhang stehen. Als Gegner des Evolutionsgedankens stellte Philippi zahlreiche neue Arten auf, ohne Berücksichtigung der Variationsbreite und oft nur auf Einzelexemplaren in mangelhafter Erhaltung begründet.

Trotz beträchtlicher Faunenunterschiede in den einzelnen Lokalitäten, die Philippi zoogeographisch zu erklären versucht, faßt er sie altersmäßig zusammen und stellt sie in das Eozän (l. c. S. 22, 252). Dank seiner reichen Kenntnis der rezenten Fauna erkennt er die großen Faunenunterschiede zwischen den fossilen Faunen und der heutigen Fauna, ein Grund, der ihn veranlaßte, die Schichten Nord- und Mittelchiles in das Alttertiär einzustufen.

Erst Steinmann (1895, 1896) und Möricke (1896) führten an Hand der Faunen unter sehr kritischer Berücksichtigung der geologischen Gegebenheiten eine Untergliederung des Tertiärs durch. Sie trennten die ältere Navidad-Formation (Eozän/Oligozän oder bis in das Miozän hineinreichend: Steinmann, 1895, S. 10) von der jüngeren Coquimbo-Formation, die beide Autoren in das Miozän oder Pliozän stellen (Steinmann, 1896, Seite 602). Die Beziehungen zu den Ablagerungen des Quartärs werden nur wenig erfaßt; so erscheint das Pleistozän noch ungegliedert, einheitlich als Valparaiso-Stufe (Steinmann, 1896, S. 536) bezeichnet. Die ausgedehnten neogenen Sedimente von Caldera wurden bei diesen beiden Autoren zum erstenmal kurz erwähnt und den Bildungen von Coquimbo altersmäßig an die Seite gestellt.

Außer Einzelbeobachtungen von Willis (1929) aus der Umgebung von Coquimbo-La Serena fehlen systematische Bearbeitungen der neogenen und pleistozänen Sedimente in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts nahezu völlig.

Nur Brüggen (1934, 1950) beschäftigt sich in seinen „Grundzügen zur Geologie von Chile" einge-

hend mit der neogenen und pleistozänen Geschichte des Landes. Stets von den Beobachtungen an den Sedimenten und dem Formenschatze des Landesinnern ausgehend, erklärt er die marinen Terrassen als Folge der starken tektonischen Hebungen während des Pliozän und Pleistozän. Nach einem allgemeinen Absinken des Kontinentrandes im Pliozän folgte im Quartär eine allgemeine Heraushebung, die sich in mehreren Etappen vollzog. Diese Heraushebung wird in Zusammenhang gebracht mit der allgemeinen jungen plio/pleistozänen Heraushebung des Andenkörpers — eine Auffassung, die sich bis in die jüngste Zeit hinein fortsetzt (Muñoz Cristi, 1950, S. 125; Ruiz, Corvalan & Aguirre 1965, S. 80, 81). Das marine Geschehen während des Pleistozän wird wenig berücksichtigt. Brüggen führt eine relative Gliederung der Terrassen durch, wobei die „terrassa principal", jenes ausgeprägte landschaftsformende Element entlang der gesamten Küste nach geomorphologischen Gesichtspunkten in das Pliozän gestellt wird. Durch seine ausgedehnten Untersuchungen über die quartären Vereisungen (Brüggen, 1946) in Chile werden die ersten Beziehungen zwischen den terrestrischen Sedimenten und dem marinen Geschehen hergestellt (vgl. auch Brüggen, 1950, S. 66). Die paläontologischen Angaben bei Brüggen beruhen auf Philippi (1887) und Möricke (1896); auf diesem Gebiet liegen keine neueren Bestimmungen vor.

Erst in diesem Jahrzehnt setzt eine neuerliche intensive Bearbeitung der neogenen und quartären Küstenformen von der geomorphologischen Betrachtungsweise her ein.

Weischet (1959, 1964) behandelte den südlichen Teil Mittelchiles; Paskoff (1963 a, 1963 b, 1963 c, 1963 d, 1963 e, 1964, 1966, 1967 a, 1967 b, 1967 c, 1968) beschäftigte sich mit dem nördlichen Teil Mittelchiles, während von Cooke (1964) Beobachtungen aus der Umgebung von La Serena und der Bahia Huasco vorgelegt wurden. Segerstrom (1963) teilte einzelne Daten aus der Umgebung von Caldera und der Bahia Salado mit. Zusammengefaßt wurden diese zum Teil noch laufenden Untersuchungen von Fuenzalida (zum Inqua Congress 1965; Fuenzalida et al., 1965) vorgelegt. Cooke und Segerstrom glauben in den Terrassen die Folge einer einzigen Transgression und eines von mehreren Stillständen unterbrochenen Rückzuges zu sehen, während Paskoff stärker die Theorie der mehrfachen, eustatisch bedingten Meeresspiegel-Schwankungen mit jeweils neuen Transgressionen unterstützt. Tektonische Eigenbewegungen, die sicher für den südlichen Teil Mittelchiles eine entscheidende Rolle spielen, werden zur Diskussion gestellt. Eine Gliederung des Quartär, besonders auch eine Abgrenzung zum pliozänen Geschehen wurde nicht gegeben. Ein Vorschlag zur Gliederung des Quartärs erfolgt erst durch Herm und Paskoff (1967 b), ausgehend von Beobachtungen in der Bucht von La Serena und Coquimbo:

In der vorliegenden Arbeit wird diese Gliederung verwendet und weiter ausgebaut. Besonders aus den Gebieten der Quebrada Honda, Chañaral de Azeitunas-Carrizalillo und von Caldera können zahlreiche Tatsachen aufgezeigt werden, die diesen Gliederungsvorschlag unterstützen.

Nach diesem Stand der Erforschung, der hier kurz aufgezeigt wurde, erwies es sich als unbedingt notwendig, die pliozäne und pleistozäne marine Fauna neu zu bearbeiten. Um möglichst viele, horizontiert entnommene Fossilien zu erhalten, wurden zahlreiche Profilaufnahmen durchgeführt und stets versucht, an den Entnahmestellen der Fossilien die Lithofazies in ihrer Gesamtheit zu erfassen, um durch die Rekonstruktion der Biofazies und der Lithofazies eine Vorstellung vom Ablagerungsgeschehen und durch eine laterale Aneinanderreihung von rekonstruierten Biotypen einen Überblick über die Sedimentationsgeschichte zu erlangen.

Für stratigraphische Zwecke erwies es sich als notwendig, nur die Faunen g l e i c h e r Biotope zu vergleichen, um nicht durch ökologisch bedingtes Ausbleiben oder Auftreten von Arten auf stratigraphisches Auftauchen oder Verschwinden zu schließen. Zudem gestattet eine Analyse des Sedimentationsgeschehens — z. B. Sedimentationsunterbrechungen, Lagunenbildungen, Anzeichen für Regressionsedimente, Transgressionserscheinungen etc. — zusätzliche Daten für eine interregionale Korrelation isoliert gelegener kleinerer Sedimentationsbecken zu erhalten und hieraus auf überlokale tektonische Ereignisse oder Meeresspiegelschwankungen schließen zu können. So soll versucht werden, aus der Rekonstruktion der Sedimentationsgeschichte auf die Art der Küstenveränderungen während des Pliozän und Pleistozän zu schließen.

Hierbei taucht die Frage auf, ob der nord- und mittelchilenische Küstenabschnitt im Pliozän und Pleistozän starke tektonische Eigenbewegungen erkennen läßt oder ob sich deutliche Anzeichen für glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen finden lassen. In diesem Hinblick wurde das Arbeitsgebiet auf die beträchtliche Länge von mehr als 1300 km Länge ausgedehnt.

Eine klare faunistische Abgrenzung des Pleistozän vom Pliozän erweist sich als unbedingt notwendig; ebenso wird versucht, innerhalb der Pliozänserie und innerhalb der pleistozänen Abfolge faunistische Veränderungen herauszuarbeiten. Sehr eng hiermit verbunden ist die Fragestellung, wie es zur Ausbildung der heutigen Molluskenfauna des Litorals und des höheren Sublitorals entlang der chilenischen Küste, einem Teilgebiet der peruanischen Faunenprovinz, kam. Wenn es auch an Detailarbeiten über die rezente Fauna dieser Faunenprovinz weitgehend fehlt,

	Marine Zyklen	Meeres-bewegungen	Höhe über NN (Bahia de Coquimbo)	Morphologische Bildungen und Ablagerungen	Kulturen	Versuch einer Korrelation mit Europa	
Holozän	VEGA	R	0 m	heutiger Strand			
Holozän	VEGA mittl.	Schwache Transgr. oder Stillstand	2 m	Dünen Strandwälle	Diaguiter	Flandr. Stufe (Versilian): Dünkirchen—Stad.	Post-glazial
Holozän	VEGA unt.	R max. T T	4—5 m	Lockersedimente auf der Cachagua—Abrasionsterrasse	El Molle „Anzuelo de Concha“	Flandr. Stufe (Versilian): Calais—Stad.	
		max. R					Würm II, III, IV.
Jung-Pleistozän	CACHA-GUA	R max. T T	5—7 m	untere Terrasse Kliffbildung bei 5—7 m		Neotyrrhen	
		max. R					Würm I
Mittel-Pleistozän	HERRADURA II	R max. T T	15—20 m	zweite mittlere Terrasse		Eutyrrhen	
		max. R					Riß
Mittel-Pleistozän	HERRADURA I	R max. T T	35—40 m	erste mittlere Terrasse		Paläotyrrhen	
		max. R		große Düne			Mindel
Alt-Pleistozän	SERENA II	R max. T T	75—80 m	hohe Terrasse		Sizil-Niveau	
		max. R					Günz
Alt-Pleistozän	SERENA I	R max. T T	120—130 m	höchste Terrasse		Kalabr.-Niveau	
		max. R					Prä-Günz Vereisungen ? ?
Ob. Pliozän	Formation Coquimbo	R max. T	200 m	Regressions-sedimente selten erhalten			

Tab. 1: Übersicht der Gliederung des marinen Quartärs Nord- und Mittelchiles, wie sie in dieser Arbeit verwendet wird; (aus: Herm & Paskoff, 1967b, S. 587, Tab. 1; T = Transgression, R = Regression).

so weiß man, daß dieser Küstenabschnitt eine Sonderstellung einnimmt; er ist durch Artenarmut, die durch großen Individuenreichtum ausgeglichen wird, und durch das Vorkommen von vielen speziellen endemischen Faunenelementen ausgezeichnet. Diese beiden Eigenarten prägen sich besonders im Faunenbild der nord- und mittelchilenischen Küste aus, da entlang der mittel- und südperuanischen Küste, nach Süden abnehmend, noch zahlreiche Faunenelemente der sich nördlich anschließenden Warmwasser-Faunenprovinz (der panamisch-pazifischen Faunenprovinz) die Zusammensetzung mitbestimmen (vgl. Olsson, 1961, S. 36). Die Küste Südchiles hingegen wird in ihrer Fauna bereits im zunehmenden Maße von atlantischen Elementen beeinflußt, so daß in der magellanischen Faunenprovinz die Zahl der Arten wieder beträchtlich ansteigt.

Soot-Ryen (1959, S. 71) konnte für den südlichen Teil der chilenischen Küste diese lateralen Veränderungen aufzeigen und mögliche Unterteilungen der Faunenprovinz vorschlagen.

Diese Isolierung und Eigenständigkeit der marinen Fauna des mittleren und nördlichen Chile hat seine Ursache in dem dominierenden Einfluß des starken, nordwärtsgerichteten, kalten Humboldt-Stroms (Peru-Strom) und seiner an der Küste aufsteigenden Kaltwasserwalze; letztere bedingt an der unmittelbaren Küste eine niedrigere Temperatur der sehr sauerstoff- und nährstoffreichen Wassermassen als des Wassers weiter draußen.

Somit ist die Frage nach der Entwicklung dieser Faunenzusammensetzung eng gekoppelt mit der Frage nach dem Alter und der Geschichte des Humboldt-Stromes.

Dazu mußten die faunengeographischen Untersuchungen auf die Fauna des Miozän ausgedehnt werden, allerdings ohne hier eine Revision der einzelnen Faunenelemente vorzunehmen. Es wurden die Arbeiten von Philippi 1887, Möricke 1896, Ihering 1897, Tavera 1942 und Fuenzalida 1942 herangezogen.

Große Schwierigkeiten bei diesen faunengeographischen Vergleichen bereitete das völlige Fehlen von zu-

sammenfassenden Arbeiten über die Zusammensetzung der rezenten chilenischen marinen Molluskenfauna, wie sie z. T. von der sich nördlich anschließenden panamischen Faunenprovinz erfreulicherweise vorliegen (DALL 1909; KEEN 1958; OLSSON 1961). Von vielen Arten, selbst von einigen massenhaft auftretenden Formen, existieren im Schrifttum nur die äußerst mangelhaften Erstbeschreibungen aus dem ausgehenden 18. Jahrhundert oder von der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (MOLINA 1782; LAMARCK 1818; GRAY 1828; KING & BRODERIP 1832) mit unzureichenden Fundortsangaben und ohne Daten über die laterale Verbreitung bzw. über die Ökologie der Standorte.

Für die Fossilien-Vorkommen im Pliozän und Pleistozän mag diese Arbeit ein erster Anfang sein.

Viele stratigraphisch wichtigen Gruppen von rezenten Pelecypoden und Gastropoden sind dringend revisionsbedürftig, z. B. Mactridae, Veneridae, Carditidae, um nur einige zu nennen. Genaue rezente Verbreitungsangaben und ökologische Fixierung der Biotope wären für die Paläontologie von großem Nutzen. Mit solcher Basis könnten die stratigraphischen Untersuchungen des Neogen- und der Quartärfaunen sowohl nach Norden als besonders auch nach Süden ausgedehnt werden, um dann, in einer weiteren Etappe, die paläogeographische Geschichte des südlichen Teils des Kontinentes, besonders während des Miozän, Oligozän und Eozän aufzuklären.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in einen regionalen Teil zu Beginn, in dem die einzelnen Gebiete von Norden nach Süden dargestellt werden. An Hand von Aufschlußbeschreibungen werden, altersmäßig gegliedert, regionale Zusammenhänge aufgezeigt und neben ökologischen und sedimentologischen Detailbeobachtungen, Faunenlisten gegeben. Es schließt sich die Auswertung an; sie umfaßt die Rekonstruktion der Sedimentationsgeschichte des Pliozän und Pleistozän und einen Überblick der Faunenentwicklung. Zum Verständnis letzterer waren einige allgemeine palökologische Untersuchungen notwendig, die in einem eigenen Kapitel der Faunengeschichte vorangestellt werden. Als Ergänzung und als Basis für die Faunenentwicklung folgt im Anhang die paläontologische, systematisch aufgebaute, Beschreibung einiger wichtiger Gastropoden und Pelecypoden.

Kurze Terminologie der im Text und auf den Abbildungen verwendeten wichtigsten geographischen Begriffe und ihre Abkürzungen:

Altos	=	Höhenzug mit aufgesetzten kleinen Bergspitzen;
Aguada (Ag.)	=	Wasserstelle;
Bahia (Ba.)	=	Meeresbucht, meist halbrund, von beachtlicher Ausdehnung;
Cabo	=	Landspitze, meist gebirgig, die ins Meer vorspringt;
Caleta (Cta.)	=	kleine Einbuchtung der Küste, als Schutzbucht von Fischern benutzt;
Cerro (C°.)	=	Erhebung, Berg mit Spitze, meist über 1000 m;
Cordon	=	kurze Gebirgskette, die von einem Hauptgebirgszug abzweigt;
Estero (Est.)	=	erweiterter Lauf eines Flüßchens, nahe der Mündung, meist aus dem Zusammenfluß mehrerer „quebradas" entstanden;
Llanos	=	Ebene;
Loma	=	niedriger, langgezogener Höhenzug;
Morro (M°.)	=	runder, isolierter Berg oder Bergspitze;
Peninsula (Penla.)	=	Halbinsel;
Playa (Pl.)	=	Sandstrand;
Portezuelo (Port.)	=	Einsattelung, Paß-Übergang von einem Tal zu einem anderen;
Punta (Pta.)	=	vorspringende Landspitze, meist niedrig, aber felsig ausgebildet;
Quebrada (Quebr.)	=	enges, schmales, tief eingeschnittenes Tal oder Tälchen, mit oder ohne Wasserführung;

2. Regionaler Teil

2.1 Pliozän und Pleistozän

2.1.1 Hornito

(Benutzte topographische Unterlagen: Karte 1 : 100 000, Blatt Michilla Nr. 2230/7000; Luftbilder HYCON-Project, [1955], Nr. 8359, 8360)

Das nördlichste Untersuchungsgebiet liegt bei Pta. Hornos (22°55′ S) und entlang der Playa de los Hornos. Vor dem hier bis 1400 m hohen Steilabfall der Kordillere breitet sich eine 3—4 km nach W vorspringende Terrasse aus („terraza prinzipal" bei BRÜGGEN, 1950, S. 177). Der gerade Küstenverlauf wird durch einzelne, aus Grundgebirgen aufgebaute und durch marine Erosion eingeebnete Felsenkaps unterbrochen.

P l i o z ä n

Die Transgression erfolgte ohne Konglomeratbildung auf mesozoischen Vulkaniten. Es herrschen grobe Schillsedimente vor, die in enger lateraler Verzahnung mit Feinsanden stehen. Die Schillbänke sind meist 1—2 m mächtig und bauen sich fast ausschließlich aus Balanidenschutt auf. In die Feinsandlagen sind stets, linsenförmig, grobe Schillagen eingestreut.

Die Schillbänke zeigen eine Mächtigkeits- und Häufigkeitsabnahme nach N und W; sie keilen mit abnehmender Entfernung von den ehemaligen Inseln und Abrasionsplattformen, die mit ihrem reichen Balaniden-Bewuchs als Lieferanten des reichen Schalenschuttes angesehen werden können, rasch aus. In der Nähe dieser ehemaligen Plattformen und Inseln zeigen die Grobschillagen eine primäre Schrägschüttung von 5° bis 8°. In der Wechsellagerung mit den Feinsanden herrscht eine schwache Kreuzschichtung vor.

In der höheren Serie schalten sich zunehmend grobe, schwachsortierte Konglomerate und Brekzien ein. Sie stellen Lagen von Bergschutt vor dem Steilabfall dar, oder wurden von kleineren Rinnsalen in das Meer geschüttet und nur schwach im Strandbereich aufgearbeitet. Ein längerer Transport in Flüssen oder entlang der Küste kann nicht angenommen werden. Diese groben Lagen keilen rasch nach W aus und werden durch Mittel-Sand ersetzt.

Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Pliozänserie beträgt hier 85 m.

Fauna:

Balanus laevis laevis (Brug.)
Balanus tinntinabulum (Lin.)
Balanus psittacus Mol.
Chlamys vidali (Phil.)
Chama pellucida Sow.
Chorus blainvillei blainvillei (D'Orb.)
Chorus blainvillei nodosus (Mör.)
Chorus grandis (Phil.)
Fusinus remondi (Phil.)

Der Schill wird aus den Resten der Faunengemeinschaften der Inseln und Abrasionsterrassen, in denen die Balaniden dominierten, aufgebaut; in diesem Grobschill, der in ständiger Umwälzung begriffen war, lebten nur sehr wenige Formen, wie *Chlamys* div. sp. und *Chorus* div. sp. als autochthone Faunenelemente. Die Feinsandlagen enthalten auffallend wenig Pelecypoden. Die Foraminiferen- und Ostrakodenfauna ist besonders in den Grobschillen sehr reich.

Sedimente einer spätpliozänen Regressionsphase fehlen.

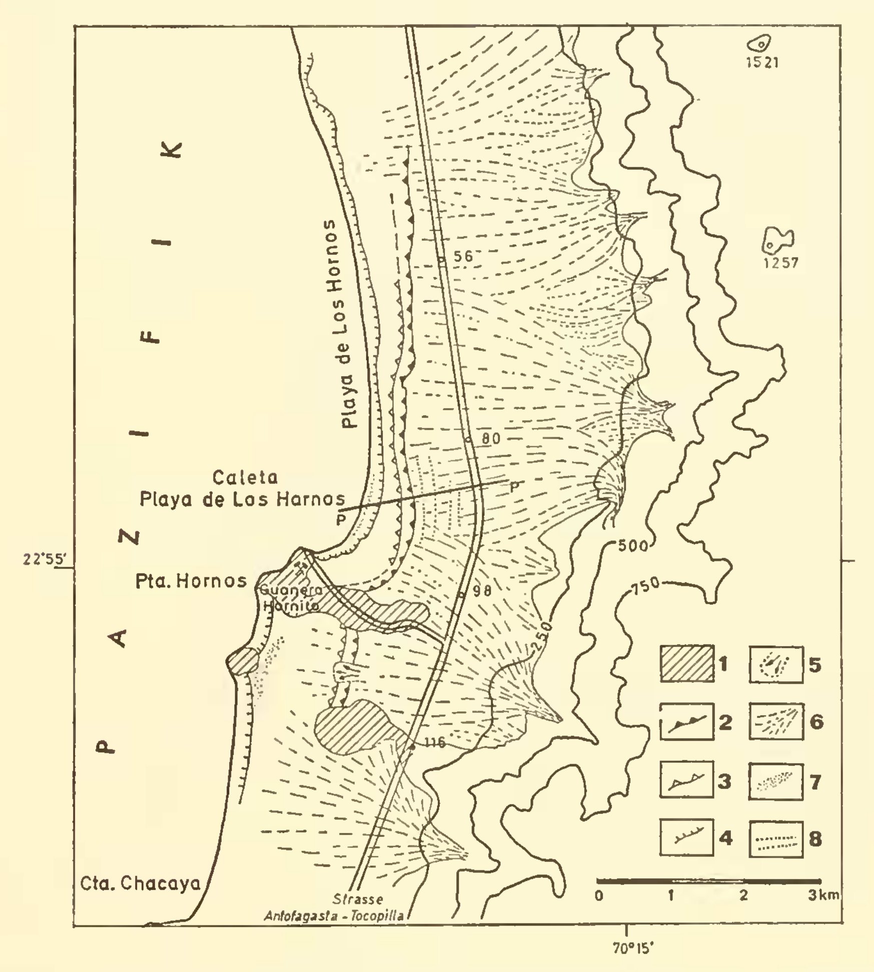


Abb. 2: Morphologische Kartenskizze des Küstenbereiches N Pta. Hornos. 1 = Grundgebirge (Vulkanite); im Pliozän und Pleistozän durch Meeresabrasion eingeebnet; 2 = Tote, marine Klifflinie, 60—65 m (Vorderkante der Serena-I-Terrasse); 3 = Tote, marine Klifflinie, 50—55 m (Vorderkante der Serena-II-Terrasse); 4 = Tote, marine Klifflinie, 30—35 m (Vorderkante der Herradura-Terrasse); 5 = Hangrutsche; 6 = Schuttkegel; 7 = Holozäne Dünen; 8 = Regressions-Strandwälle des Serena-I-Zyklus; P-P = Profillinie (siehe Abb. 3).

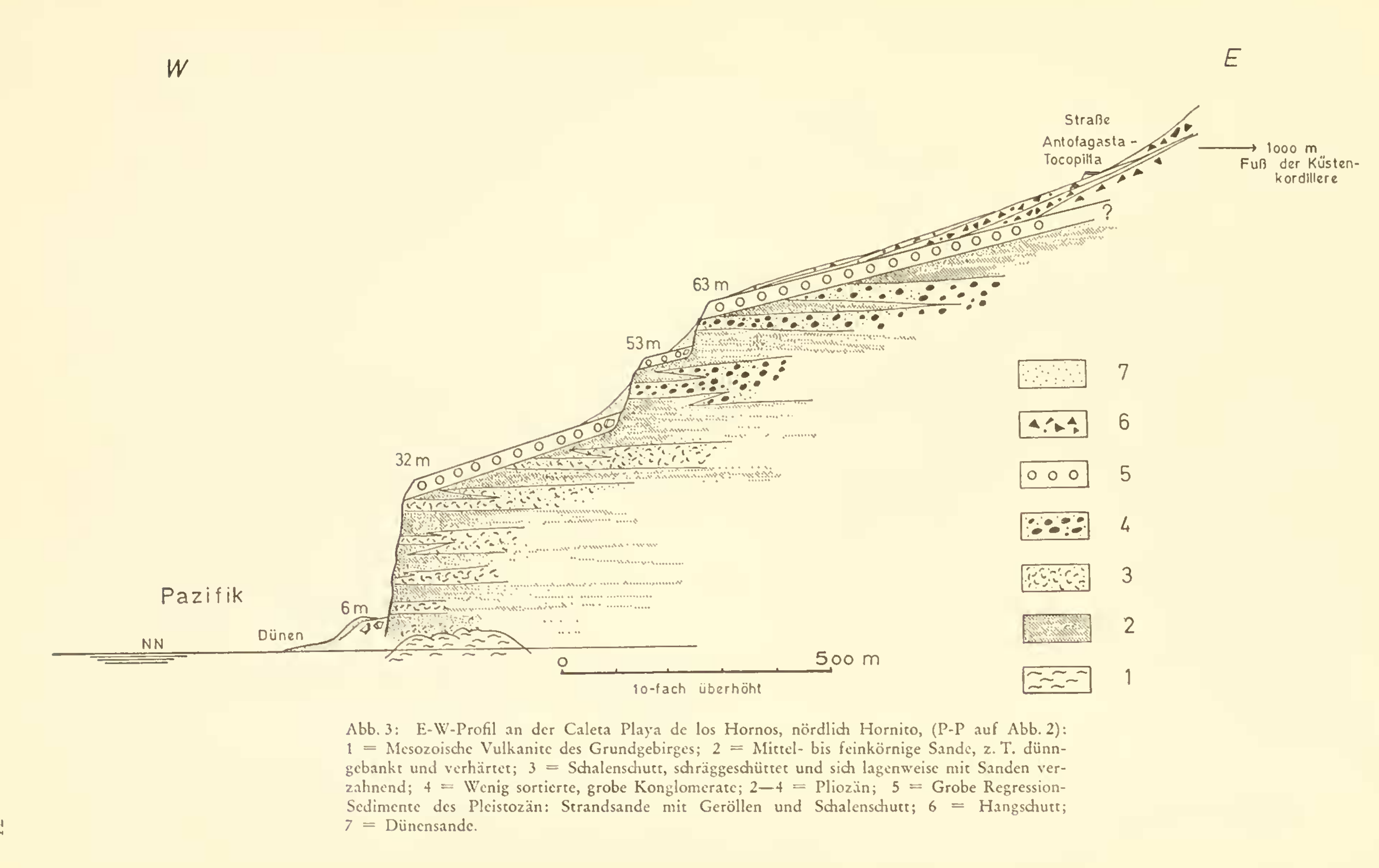


Abb. 3: E-W-Profil an der Caleta Playa de los Hornos, nördlich Hornito, (P-P auf Abb. 2): 1 = Mesozoische Vulkanite des Grundgebirges; 2 = Mittel- bis feinkörnige Sande, z. T. dünngebankt und verhärtet; 3 = Schalenschutt, schräggeschüttet und sich lagenweise mit Sanden verzahnend; 4 = Wenig sortierte, grobe Konglomerate; 2—4 = Pliozän; 5 = Grobe Regression-Sedimente des Pleistozän: Strandsande mit Geröllen und Schalenschutt; 6 = Hangschutt; 7 = Dünensande.

Pleistozän

Die Grundgebirgsinseln- und -halbinseln weisen bis zu einer Höhe von 120 m NN eine marine Einebnung auf, die hier dem pliozänen Meereshochstand entspricht, damals bereits angelegt und vom altpleistozänen Meer nachgeformt wurde.

Nördlich Pta. Hornos sind in die Sedimente der Pliozänserie drei Terrassenstufen eingeschnitten und von einer dünnen marinen Sedimentlage überdeckt.

1. Terrasse von 95 m — 63 m: Über einer nach W geneigten Abrasionsfläche in Pliozän-Sedimenten legen sich grobe Gerölle und Sande mit aufgearbeiteten Schollen des Untergrundes. Die Mächtigkeit beträgt 1—6 m. Diese groben Regressionssedimente zeigen eine Schrägschüttung mit 8—12° nach W, d. h. seewärts An der Oberfläche sind trotz der starken, jüngeren Schuttüberdeckung Strandwälle des regredierenden Meeres zu erkennen. Dieses Niveau kann dem Meeresvorstoß der Serena-I-Stufe zugeordnet werden.
2. Eine sehr schmale, ebenfalls nach W geneigte Terrasse zwischen 55 m — 53 m ist von der oberen Terrasse durch ein 8—10 m hohes Kliff getrennt; nach N zu wird sie schmäler und verschwindet. Die Bedeckung besteht aus 2—4 m mächtigen groben Regressionssedimenten. In dieser Terrasse wird eine Bildung der Serena-II-Stufe gesehen.
3. Abermals durch ein 8—10 m hohes Kliff abgesetzt, findet sich davor eine breite Terrasse zwischen 45 m — 30 m. Grobe, 2—5 m mächtige Regressionssedimente mit starker Schrägschüttung bedecken die nach W geneigte, wellige Abrasionsfläche. Die Oberfläche läßt zahlreiche, küstenparallele Strandwälle erkennen. Diese Abrasionsterrasse und die Regressionssedimente auf ihr werden dem Herradura-I-Zyklus zugestellt.

Die Fauna in den Regressionssedimenten dieser drei Terrassen ist nahezu ident. Nur in der quantitativen Faunenzusammensetzung treten Unterschiede auf: so kommt ab der Terrasse der Serena-II-Stufe (55—53 m) *Mesodesma donacium* massenhaft vor; auf der Terrasse der Herradura-Stufe (45—30 m) beherrscht *Mulinia* div. sp. das Faunenbild. In diesen groben Sedimenten finden sich die reichen Mischfossilgemeinschaften der Strandbiotope und der Biotope der offenen, felsigen Küste.

Chlamys purpurata (Lam.)
Choromytilus chorus (Mol.)
Protothaca thaca (Mol.)
Eurhomalea rufa (Lam.)
Semele elliptica (Sow.)
Tagelus dombeii (Lam.)
Mesodesma donacium (Lam.)
Chama pellucida Sow.
Mulinia div. sp.
Turritella cingulata Sow.
Concholepas concholepas (Brug.)
Prisogaster niger (Wood)
Argobuccinum scabrum (King)
Scurria scurria (Less.)
Oliva peruviana Lam.
Calyptraea trochiformis (Gmelin)
Crepidula div. sp.

Am schärfsten sind die Terrassenformen unmittelbar nördlich des Grundgebirgszuges der Pta. Hornos ausgebildet (Abb. 2); nach N zu werden die Terrassenkanten niedriger und scheinen abzutauchen; die Terrasse der Serena-II-Stufe verschwindet.

Neben einer nach N zunehmenden stärkeren Erosion durch Abspülung im Mittel- und Jungpleistozän ist zusätzlich ein tektonisch bedingtes Abtauchen nach N zu anzunehmen. Da diese nach N zunehmende Absenkung, während des Pleistozän anhielt, glichen sich die Niveau-Unterschiede der einzelnen Terrassenkanten zueinander aus; die Transgression der Herradura-I-Stufe reichte bereits bis an die Klifflinie (Höchststandlinie) der Serena-II-Stufe heran, so daß nach N zu die Serena-II-Terrasse verschwindet.

Die jüngeren Meeresingressionen formten ein steiles Kliff von ca. 32 m Höhe. Nur noch in Resten ist ein 8—5 m Niveau festzustellen; es wird der Cachagua-Stufe zugerechnet. Meist griff jedoch das Meer der Vega-Transgression bis an dieses 32-m-Kliff vor und erodierte die Terrasse der Cachagua-Stufe.

Die Regression der Vega-Stufe hinterließ einen bis 200 m breiten Strandsandstreifen.

Holozän

Die höheren Terrassen werden seit dem Rückzug des Meeres von grobem, eckigem Schutt überdeckt, der in Form von großen und für dieses extrem aride Klima typischen, sehr steilen Schuttkegeln aus der Küstenkordillere heraustritt und sich flächenhaft über die Terrassen ausbreitet.

Diese Sedimente sind mit Flugsand vom Strandstreifen gemischt.

Dünensand tapeziert die Kliffs und verschleiert die Morphologie. Auf dem Vega-Niveau finden sich kleine, bis 2 m hohe, rezente Dünenzüge.

2.1.2 Antofagasta-Mejillones

(Benutzte topographische Unterlagen: Karte 1 : 100 000, Blatt Mejillones (2300/7000), Peninsula Mejillones (2300/7030), Punta Tetas (2330/7030), Antofagasta (2330/7000); Luftbilder HYCON [1955]: Nr. 9809 bis 9818, 10088 bis 10095)

Nördlich Antofagasta springt die einheitliche und geschlossene Küste in der Halbinsel Mejillones auf ca. 60 km Länge um 20 km nach W vor. Westlich des hier im Durchschnitt 800—1000 m hohen Steilabfalls der Küstenkordillere lagert sich eine 10 km breite und nur maximal 200 m hohe Ebene vor, die im W durch einen bis 800 m hohen Gebirgszug mit 10 km Breite begrenzt wird. Diese Bruchscholle bot die Möglichkeit der Bildung und Erhaltung einer geschlossenen Pliozänserie, die, wie auch die pleistozäne Überformung, gut erhalten ist. Die Form der vorspringenden Halbinsel Mejillones ist durch eine Reihe von Störungen bedingt.

Zwei große, der „Atacamafault" (die hier östlich der Sierra Miranda liegt) parallelverlaufende (N 30° E) Störungen durchstoßen hier die Küstenkordillere und vergittern sich mit den hier vorherrschenden N—S verlaufenden Störungen. Die südlichere dieser beiden Störungen verläuft zwischen C°. Fortuna und C°. Naguayan und erreicht beim Flugplatz C°. Moreno die Ebene; die nördlichere verläuft am Westrand der Quebrada Mititus und erreicht mit der Quebrada Mejillones die Ebene (Pampa de Mejillones). Die eigentliche Ebene zwischen der Bahia de Mejillones del Sur und der Bahia Jorge, wird als Grabenbruch im Osten zur Küstenkordillere und im Westen zum Horstgebirge (M°. Moreno, C°. Bandurria, M°. de Mejillones) von den hier N 5°—10° E verlaufenden Störungen begrenzt, die noch bis in die Gegenwart aktiv sind. Es handelt sich hierbei um einen sehr westlichen Grabenzug der in Chile sehr verbreiteten und landschaftsformenden N—S Grabensysteme (ZEIL, 1964, S. 119).

Das westliche Horstgebirge der Halbinsel besteht vorwiegend aus Gneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und Lamprophyren, sowie Intrusionen mit meist granodioritischer Zusammensetzung. Dieser Gebirgszug wird durch NW—SE verlaufende (N 155° bis 165° E) Störungen in drei Teile zerlegt.

In zwei ebenfalls NW—SE verlaufenden Grabenzonen (Verlängerung der Caleta Herradura und Bucht N Pta. Lagartos gegen Cuesta del Burro) hatte das Meer im Pliozän und Altpleistozän die Möglichkeit, direkt von W den Höhenzug zu überwinden und in den Grabenbruch einzudringen (BRÜGGEN, 1950, S. 182).

Die NW—SE Störungen verlaufen in der von ALLEN (1962, S. 4808, Fig. 9) gezeigten Auffiederung der „Atacamafault" bei Iquique parallel und sind — wie diese — bis in die Gegenwart aktiv. Die Diskordanzen sowie die wiederholten, starken, klastischen Schüttungen von W innerhalb der Pliozänserie weisen auf die bereits pliozäne Bewegungsaktivität der N—S und NW—SE verlaufenden Störungen hin.

BRÜGGEN (1950, S. 185) machte auf die Diskordanz zwischen Pliozänserie und Pleistozän östlich des C°. Gordo aufmerksam. Die Hebung des Horstes setzte sich im verstärkten Maße im Pleistozän fort, so daß es auf diesem Horstgebirgszug zu einer Vielzahl von pleistozänen Terrassen kam. KRULL in BRÜGGEN (1950, S. 185, Fig. 52a) unterscheidet an der Meseta del Mo. de Mejillones 9 Terrassen zwischen 585 m und der heutigen Strandlinie. BIESE (1950, S. 92) weist auf die tektonische Zerstückelung dieses Höhenzuges hin und setzt das Hauptniveau von 500 m mit der „terraza principal" des Grabenbruches gleich. Eine Terrassentreppe westlich am Co. Bandurria zeigt die ruckweise Hebung entlang NW—SE verlaufenden Störungen während des Pleistozän. Durch diese tektonische Beeinflussung gehören mehrere Terrassen nur einem einzelnen marinen, pleistozänen Ingressions-Zyklus an.

Pliozän

Die Halbinsel Mejillones läßt sich also in den tektonisch sehr mobilen horstartigen Gebirgszug im Westen und in die tektonisch relativ ruhige Grabenscholle im Osten gliedern. Nur im letzteren Gebiet sind vollständige Sedimentserien zu erwarten, während auf den seit dem Pliozän in Bewegung befindlichen Horstgebieten nur lückenhafte, — wohl bereits primär lückenhafte, — Profile erhalten geblieben sind. Das transgredierende Pliozänmeer fand einen unruhigen Küstenverlauf mit einer starken Aufgliederung in zahlreiche Inseln und Klippen vor. In diesen Sedimenten der unmittelbaren Küstenregion prägt sich eine starke laterale Faziesaufgliederung aus.

Drei typische Profile mögen für die unterschiedlichen Faziesbereiche innerhalb der Pliozänserie beschrieben werden:

1. Profil am Küstenkliff nördlich Antofagasta bei La Portada (Abb. 4):

   Kretazische vulkanische Ergußgesteine bildeten eine in Klippen aufgelöste Oberfläche über die das Pliozänmeer ohne Konglomerate direkt mit groben Schalenschutt transgredierte. Grobsandige Schalenschuttlagen, schräg- und kreuzgeschichtet, wechsellagernd mit Feinsandlagen. Eine Bankung fehlt; es ist nur eine primäre Schüttungsschichtung zu erkennen. Dem Hangenden zu nimmt der Anteil des Feinsandes zu, aber immer wieder schalten sich Lagen aus groben Balanidenschill bis zu 1,5 m mächtig ein. Einzelne Lagen bestehen ausschließlich aus unzerstörten *Balanus*-Gehäusen. Die in den hangenden Teilen vorherrschende Feinsandsedimentation wurde nur durch einzelne Feinkieslagen unterbrochen. Die Schüttung von grobem Schalenschutt ließ dem Hangenden zu rasch nach.

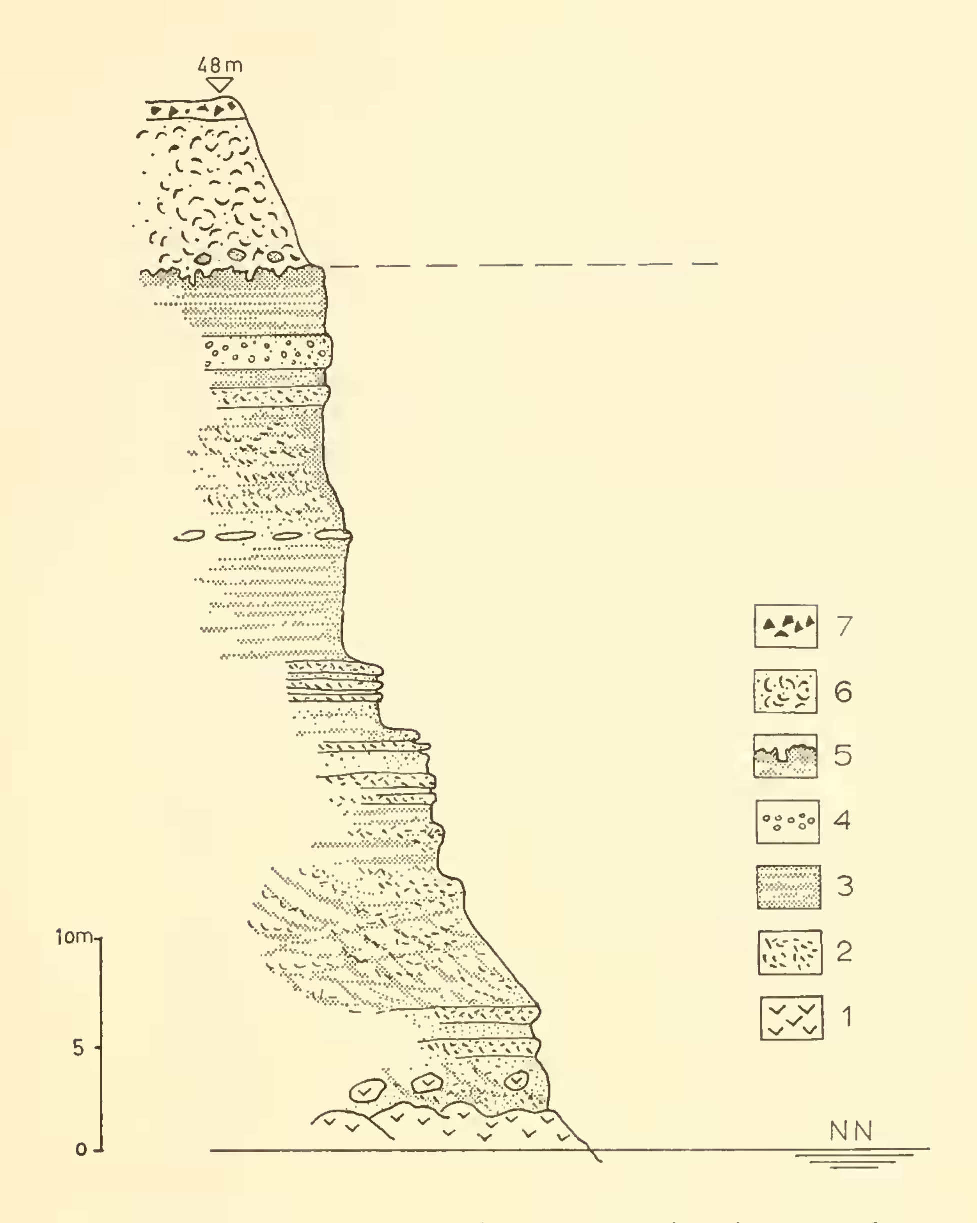


Abb. 4: Profil an der Steilküste nördlich Antofagasta beim Aussichtspunkt „La Portada":
1) Jurassische und kretazische, porphyritische Ergußgesteine;
2) Grober Schill, vorwiegend aus Balanus-Fragmenten bestehend, kreuzgeschichtet oder in kompakten Bänken, bis 1,5 m mächtig;
3) Gelbliche Feinsande, feingeschichtet mit Schilleinschaltungen;
4) Grobsande bis Feinkonglomerate;
5) Graue, grünliche Sande, zementiert mit sark angelöster und kavernöser, unregelmäßiger Oberfläche;
2—5 = Pliozän.
6) Grobe Strandsande mit grobem Muschelschill, der lagenweise in wechselnder Korngröße dichtgepackt das Sediment nahezu ausschließlich aufbaut (Altpleistozän);
7) Eckiger Schutt der hier auslaufenden Schuttkegel, mit Flugsand gemischt.

Fauna:

Balanus psittacus (MOL.)
Balanus laevis laevis (BRUG.)
Balanus laevis coquimbensis DARW.
Balanus tinntinabulum (LIN.)
Ostrea (Ostrea) transitoria HUPE
Chlamys vidali (PHIL.)
Chlamys calderensis (MÖR.)
Chama pellucida SOW.
Fusinus remondi (PHIL.)
Chorus blainvillei blainvillei (D'ORB.)
Turritella cingulatiformis MOR.
Magellania sp.

Ablagerungsmilieu: Reichlich Balanus-Schill wurde von den langsam vom Meer überwältigten Klippen und Abrasionsterrassen geliefert und mit starker Durchbewegung rasch und in Bänken diskontinuierlich abgesetzt. Trotz sehr guter Durchlüftung, Belichtung und Nahrungszufuhr konnte sich wegen der steten Umschichtung des Substrates kein sessiler Benthos ansiedeln.

2. Profile am Westrand der Grabenbruch-Scholle (Cuesta Lo Burro, Abb. 5, A):

Hier sind die Sedimentfolgen des Pliozän durch ihre grobklastischen Schüttungen gekennzeichnet. Mächtige Transgressionskonglomerate werden von Feinsand-Folgen mit Gipsbildungen überlagert. Zeugen ruhiger Sedimentationsepochen mit Feinsanden und dünnen Gipsbändern sowie Diatomitlagen werden öfters abrupt überlagert von groben Konglomeraten, die nach Hebungen des Hortzuges nach E in die Grabenzone geschüttet wurden. Unmittelbare Anzeichen starker tektonischer Bodenunruhe sind in den durch Erdbeben aufgerissenen Spalten (s. g. „dykes"), die das Liegende meist senkrecht durchstoßen und von oben mit groben Konglomeraten gefüllt wurden, zu sehen. Harter Untergrund in den Konglomeratlagen, gute Durchlüftung und geringe Tiefen waren der Ausbildung von *Ostrea*-Bänken günstig. Dem Hangenden zu

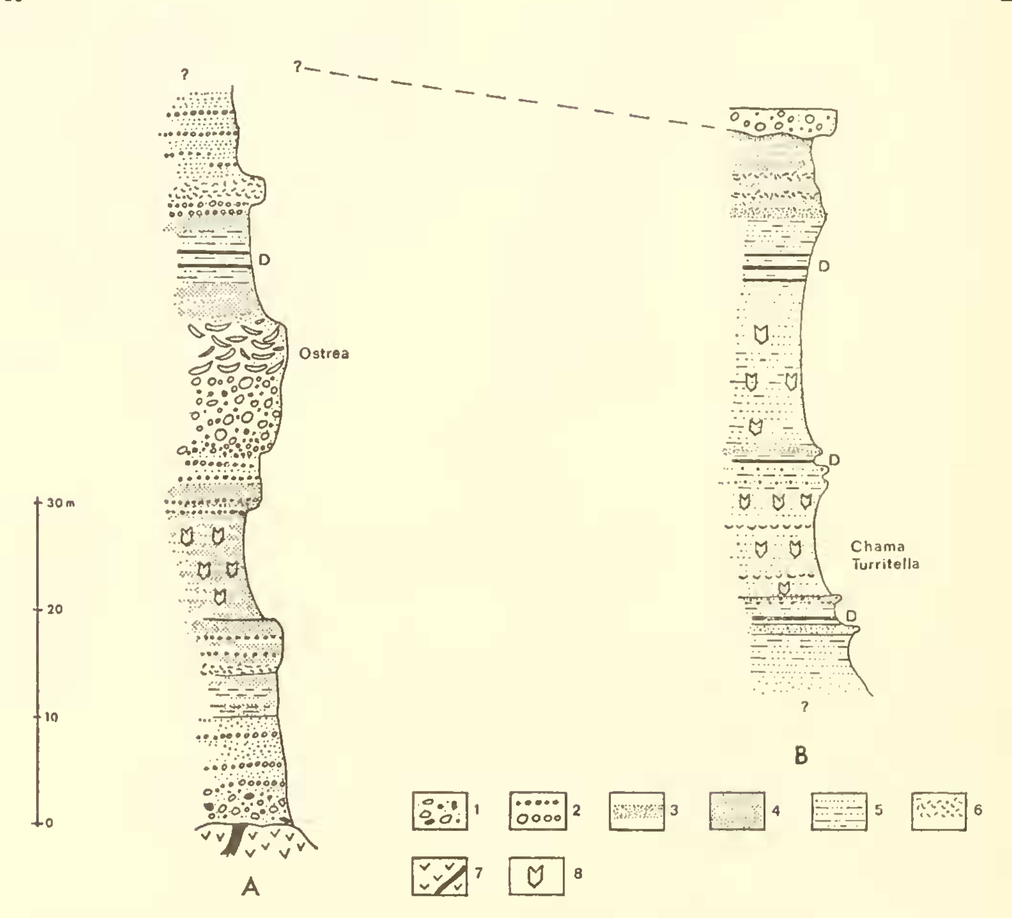


Abb. 5: Zwei Profile in der Pliozänserie, die Unterschiede in der Sedimentation zwischen den Gebieten am W-Rand der Grabenscholle (Profil A: Cuesta Lo Burro) und dem Inneren der Grabenzone (Profil B: Trockental, W Hügel Pkt. 407) zeigend:
1 = Granitgrus, eckiger, wenig sortierter Schutt; 2 = Grobe und feine, marine Konglomerate; 3 = Grobsande, Strandsande; 4 = Dünnbankige Feinsande; 5 = Tonige Feinsande; 6 = Muschelschalenschutt; 7 = Granodiorit des Grundgebirges mit basischen Gängen; 8 = Gips, in Lagen und Nestern von wenigen cm bis zu Bänkchen von 40 cm; D = Diatomite.

setzt sich wieder eine ruhigere, vollmarine Sandsedimentation durch. Sie ist in diesen, wohl stets sehr küstennahen Gebieten durch eine *Glycymeris*-Assoziation gekennzeichnet.

Fauna:
Ostrea (Crassostrea) maxima HUPE
Ostrea (Ostrea) transitoria HUPE
Chlamys vidali (PHIL.)
Chlamys coquimbensis (MÖR.)
Glycymeris ovata (BROD.)
Turritella cingulatiformis MÖR.
Fusinus petitianus (D'ORB.)

3. Sedimentation im Innern der Graben-Bruchscholle: (Profile im Trockental W und NW des Hügels Pkt. 407, (Abb. 5, B).

Im Innern der Grabenbruchzone herrschte eine ruhigere Sedimentation mit vorwiegend Feinsand und Tonen. Es schalteten sich mehrmals Bänke von reinem, oder mit feinsandigen Tonen wechsellagernden Diatomit (bis zu einer Mächtigkeit von 50 cm) ein.

Im mittleren Teil der Pliozänserie kam es wiederholt zur Gipsbildung. Durch Meeresspiegelschwankungen und im Zusammenhang mit Barrierenbildung durch Klippen wurden kleinere Buchten von der Frischwasserzufuhr abgeschnitten. Es gibt Anzeichen, daß es nicht zur völligen Trockenlegung und zum Ansatz einer kompletten Evaporations-Salinarfolge kam; eine seichte, allerdings stark hypersaline Wasserbedeckung scheint sich erhalten zu haben.

Gips wurde in Lagen bis zu 20 cm oder in Nestern in blättrigen, stengeligen Aggregaten von langen Euhedras mit reicher Verzwilligung schichtparallel in den Sandlagen angereichert; die Kristalle wuchsen von der Untergrenze der obersten Sandlage nach oben und von der Sedimentoberfläche nach unten. Sandeinschlüsse in den Kristallen weisen auf eine Bildung im Sediment, dicht unter der Oberfläche hin. KERR & THOMSON (1963, S. 1729) beschrieben solche Bildungen aus der Küstenregion des Golfs von Mexiko in stark hypersalinen Lagunen (Salzgehalt 3½fach erhöht gegenüber normalem Meerwasser) im Sediment dicht unter der Oberfläche unter Wasserbedeckung.

Wie einzelne Fossillagen in dieser Gipsfolge zeigen, wurde die Oberfläche des Sediments noch von Organismen besiedelt, die widerstandsfähig gegen Hypersalinität waren. Das Faunenbild dieses extremen Biotops zeichnet sich durch Artenarmut aus; Massenvorkommen von *Chama* cf. *pellucida* (SOW.) und *Turritella cingulatiformis* MÖR.; vereinzelt *Fusinus petitianus* (D'ORB.). An den Individuen dieses Biotops ist deutlicher Zwergenwuchs (½ bis ⅔ der Normalgröße) und eine Verringerung der Schalendicke festzustellen. Das Innere der Schalen wurde während der Diagenese mit Gips gefüllt, die Schalensubstanz größtenteils in Gips umgewandelt und dadurch stark aufgebläht. In den höheren Teilen der Serie setzt sich auch hier wieder die vollmarine Sedimentation durch; es herrschen Mittelsande vor mit einer zunehmend reicheren Fauna.

Anadara chilensis (PHIL.)
Chlamys vidali (PHIL.)
Glycymeris ovata (BROD.)
Chorus giganteus (LESS.)
Chorus blainvillei blainvillei (D'ORB.)
Oliva peruviana LAM.
Turritella cingulatiformis MÖR.,
stark überwachsen von der Bryozoe
Crassimarginatella leucocypha MARCUS

So unterschiedlich und vielgestaltig auch die einzelnen Profile des Pliozän sind, so läßt sich doch nach einer anfänglichen, vollmarinen Transgressionsphase eine gewisse Sedimentationsunterbrechung, die stellenweise einem leichten Rückgang des Meeres gleichkam, über das gesamte Gebiet feststellen (Abschnürung kleiner Buchten und Lagunen mit Gipsbildungen, reichlich Diatomitlagen etc.). Es erfolgte dann erneut ein starker Meeresvorstoß mit vollmarinen Verhältnissen (Konglomerate mit leichter Erosionsdikordanz auf Diatomiten und Gipsserien, etc.), der weiter ins Land vorstieß. Außer vollmarinen Strandsanden in den höchsten Partien der Pliozänserie sind keine Ablagerungen einer Regressionsphase am Ende des Pliozän erhalten geblieben.

Pleistozän

Die marinen Ingressionen des Pleistozän (HERM & PASKOFF, 1967 a) lassen sich in diesem Gebiet an Hand der einzelnen Terrassen nicht so scharf verfolgen, wie z. B. in der Gegend von La Serena-Coquimbo. Während der horstartige Gebirgszug im Westen der Halbinsel stets Eigenbewegungen durchführte und hier die Zeugen der Meereshochstände sich mit lokalen Terrassen je nach Eigenbewegung mannigfach überlagern, sind in der Grabenzone die einzelnen Meereshochstände durch die wohl während des ganzen Pleistozän andauernden langsamen Absenkungen durch das Fehlen der Klifflinien schwer zu trennen.

Das Altpleistozän greift transgressiv mit scharfer Grenze und stellenweise mit schwacher Diskordanz (BRÜGGEN, 1950, S. 185) über das Pliozän. Die Sedimente der Regressionsphase zwischen Pliozän und Pleistozän wurden durch den Meeresvorstoß des Altpleistozän weitgehend ausgeräumt.

Die obersten Lagen des Pliozän, unter der Abrasionsfläche, sind meist verhärtet, verkalkt und ausgekolkt. Die Schalensubstanzen der Fossilien wurden gelöst und dienten als Zement der Sande. Das Altpleistozän formte eine weitreichende Abrasionsfläche in einer heutigen, maximalen Höhe von 220—200 m. Nur sehr kurzzeitig war im Altpleistozän der ganze Grabenbruch zwischen der Bahia Mejillones del Sur und der Bahia Jorge vom Meer überspült; nur der C°. Gordo und die Höhe Pkt. 407 ragten als Inseln aus dieser Meerstraße. Frühzeitig, während der Regression der Serena-I-Stufe wurde diese Meeresstraße

auf der Linie Pkt. 407 u. Co. Bandurrias wieder unterbrochen. Das Meer zog sich nach Norden (Bahia Mejillones del Sur: Distanz zur heutigen Küstenlinie ca. 30 km) und nach S (Bahia Jorge: Distanz ca. 10 km zur heutigen Küstenlinie) zurück. Während beim Hochstand der altpleistozänen Meeresingression der Co. Bandurrias noch überspült war, hob sich dieser Hügel aber noch während des Altpleistozän heraus, so daß das Meer sich in 2 Buchten (Caleta Herradura und Bucht N Punta Lagarto) nach NW zurückziehen konnte.

Diese Abrasionsfläche des sich zurückziehenden, altpleistozänen Meeres ist in der Grabenzone sowohl nach N als auch nach S geneigt und fällt mit 1—2% bis auf ca. 45—50 m ab.

Die Abrasionsfläche ist mit 2—8 m mächtigen Regressionssedimenten bedeckt. Es sind dies grobe Sande mit reichlich Geröllen und Schalenschutt, meist läßt sich eine meerwärts gerichtete Schrägschüttung beobachten.

Anhand der Fauna lassen sich mindestens zwei ehemalige Biotope rekonstruieren:

1. Grobklastischer Strand, der Brandung ausgesetzt: In der Nähe der Felsenküste am E-Rand des Horstgebirges, von dem dauernd starke Geröllschüttungen erfolgten, bildete sich eine reiche Gastropodenfazies.

   Fauna:

   Balanus psittacus (Mol.)
   Fissurella cf. *inaequalis* Sow.
   Scurria scurria (Less.)
   Tegula atra (Less.)
   Tegula luctuosa (Dorb.)
   Littorina peruviana Lam.
   Calyptraea trochiformis (Gmelin)
   Crucibulum spinosum (Sow.)
   Polinices uber (Valen.)
   Ocenebra buxea (Brod.)
   Ocenebra cf. *sloati* (Hertlein)
   Ocenebra boivinii (Kien.)
   Xanthochorus cassidiformis (Blainv.)
   Nucella crassilabrum crassilabrum (Lam.)
   Thais chocolata (Ducl.)
   Cominella cf. *subrostrata* (Wood)
   Neptunea cf. *phoenica* Dall
   Nassarius gayi (Kien.)
   Oliva peruviana Lam.
   Strombina cf. *turrita* (Sow.)
   Turritella cingulata Sow.
   Glycymeris ovata (Brod.)
   Hormomya granulata (Hanley)
   Chlamys purpurata (Lam.)
   Cardita cf. *spurca* Sow.
   Chama pellucida Sow.
   Tagelus dombeii (Lam.)
   Semele elliptica Sow.
   Transennella pannosa (Sow.)

2. In der Mitte der Bucht herrschte ein der Brandung ausgesetzter Sandstrand vor, mit artenarmer, aber individuenreicher Pelecypodenfauna. Der hier vorherrschende grobe Schalenschill und die Massenanhäufung von Schalen ist auf ständigen Abtransport von Sand und die damit verbundene relative Anreicherung der schwereren und oberhalb der Strömungs-Transportgrenze liegenden Schalen zu erklären.

   Fauna:

   Choromytilus chorus (Mol.)
   Semele elliptica (Sow.)
   Eurhomalea rufa (Lam.)
   Protothaca thaca (Mol.)
   Mesodesma donacium (Lam.)
   Mulinia div. sp.
   Crepidula sp.

Mit dem jüngeren Altpleistozän dürfte sich der westliche Gebirgszug so weit gehoben haben, daß das neu transgredierende Meer nicht mehr durch die beiden Pforten von NW her in die Grabenzone vorstoßen konnte. Der Gebirgszug war mit dem Festland verbunden, das Meer konnte nur noch in 2 großen Buchten von N und S in die Grabenzone eindringen. Dieser Meeresvorstoß formte keine neue Abrasionsfläche und kein Kliff in der Pliozänserie, er transgredierte auf der geneigten Regressionsfläche des älteren Meeresvorstoßes, ohne den früheren Höchststand zu erreichen. Die Sedimente des älteren Vorstoßes wurden lediglich aufgearbeitet, und, mit neuem Schalenmaterial vermischt, bei der Regression deponiert.

Durch eine, wohl während des ganzen Pleistozän andauernde, leichte Absenkung der Grabenzone kam es nicht zur Ausbildung von Terrassenkanten, so daß eine Unterscheidung der verschiedenen Hochstände sehr erschwert ist, zumal die Faunen stark gemischt sind und sich nur durch eine bessere Farberhaltung der jeweils jüngeren Komponenten unterscheiden.

Bei der Auswertung der Luftbilder (Hycon, Nr. 10093, 10094) (westlicher Teil der Pampa de Mejillones, südlich der Ortschaft Mejillones) zeigt sich (Abb. 6), wie sich ein System von sehr engen und zum Teil stark gebogenen Strandlinien und Strandwällen auf ein System von breiteren und weniger gebogenen Strandwällen legt. Erstere lassen sich parallel nach N (meerwärts), letztere nach S (Terrassenflächen-aufwärts) verfolgen. Es dürfte sich hierbei um die Südgrenze (leicht erodierter Höchststand) eines jüngeren Meeresvorstoßes handeln, der über die Regressionssedimente des älteren Vorstoßes nach S transgredierte und beim Zurückweichen seine eigenen Strandwälle hinterließ. Nach der Höhenlage dieser Südgrenze bei ca. 75—80 m über NN dürfte es sich um den Vorstoß der Serena-II-Stufe handeln.

Sowohl an der Nordküste (Bahia Mejillones) als auch an der Südküste der Halbinsel (Bahia Jorge) senkt sich die Kliffoberkante (Kliff zum holozänen Strand) nach W zu, d. h. zum Horstzug hin ab. Während das Kliff im E, am Fuß der eigentlichen Küstenkordillere noch ca. 50 m Höhe aufweist, ist es am östlichen Steilabfall des Mo. de Mejillones (El Rincon) und auch am W-Abfall des Mo. Moreno

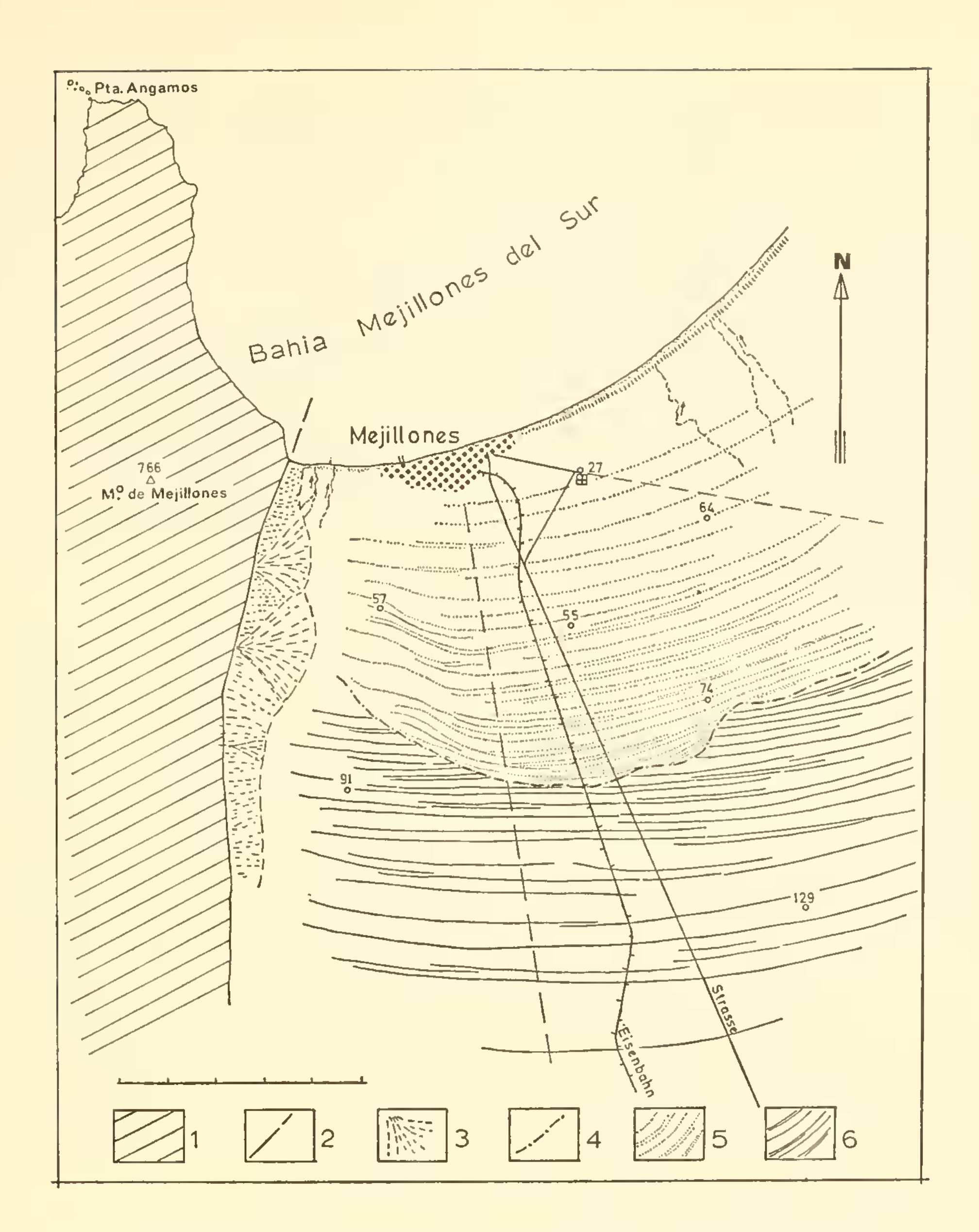


Abb. 6: Auflagerung der Sedimente der Serena-II-Ingression auf Strandwällen einer älteren Ingression, südlich Mejillones; (Auswertung der Luftbilder HYCON Nr. 10093, 10094): 1 = Grundgebirgszug, horstartig gehoben; 2 = West-Randstörung der Grabenscholle; 3 = Schuttkegel; 4 = Südgrenze der Serena-II-Transgression, leicht erodiert; 5 = Strandlinien und -wälle der jüngeren Serena-II-Regression; 6 = Strandwälle der Regression eines älteren (Serena-I) Meeresvorstoßes. 1 Teilstrich des Maßstabes entspricht 1 km.

(La Rinconada) weniger als 10 m hoch, obwohl die alten Strandwälle auf dieser Terrasse über dem Kliff parallel zum heutigen Küstenverlauf liegen.

Am Westrand der Grabenscholle, entlang des E-Fußes des Halbinsel-Gebirgszuges, fand eine stärkere Absenkung, d. h. Kippung der Grabenscholle nach W zu statt. Diese stärkere Absenkung der Scholle im W beginnt bereits im mittleren Pleistozän; auch heute ist diese Störung, wie Versetzungen im Hangschutt zeigen, noch aktiv (BRÜGGEN, 1950, S. 312).

Die Terrasse, die sich N Antofagasta in einer mittleren Höhe von 50 m entlangzieht und sich gegen W zur La Rinconada tektonisch absenkt, zeigt über der Abrasionsfläche in Pliozänsedimenten eine 5—8 m mächtige Lage von groben Strandsanden mit Einschaltungen von z. T. reinen Pelecypodenschill. Die Abrasionsfläche selber ist stark zerfurcht und reich mit Balanus bewachsen.

Die Fauna dieser Strandsedimente ist artenarm, aber äußerst individuenreich:

Mesodesma donacium (LAM.)
Mulinia div. sp.
Glycymeris ovata (BROD.)
Transennella pannosa (SOW.)

Es handelt sich hierbei um den ehemaligen Biotop der ungeschützten, der Brandung ausgesetzten Sandküste. Starke, küstenparallele Strömungen transportierten Sand ab, so daß es zu einer relativen Anreicherung der größeren und schwereren Schalen kam.

Unter Berücksichtigung der absinkenden Tendenz dieser Bruchscholle und des kontinuierlichen Übergangs in die Terrassenfläche der Umgebung des Flugplatzes Cerro Moreno (120—130 m) kann auch diese Terrasse und ihre Regressionssedimente zeitlich den altpleistozänen Stufen (Serena I+II) zugeordnet werden.

Die Spuren jüngerer (mittel- und jungpleistozäner) Meeresvorstöße sind hier nicht vorhanden, da an diesem Teil der Küste (La Portada — Bahia Jorge) die Erosion mit Kliff- und Plattformbildung (in der Definition von GUILCHER 1958, S. 61) seit dem Mittelpleistozän vorherrscht. Dieser Erosion, begünstigt durch die starke aus SW gerichtete Brandung, fielen die jüngeren Klifflinien und die zugehörigen Regressionssedimente zum Opfer. Es zeigt sich hier, wie das Meer bis heute rascher in die ehemaligen Pliozänbuchten eindringt als in die westlich vorgelagerte Grundgebirgsküste. Diese selektive Erosion-Wirkung steht im Gegensatz zu der allgemeinen ausgleichenden Tendenz der Meerestätigkeit in bezug auf die Küstenlinien seit dem Jungpleistozän. COTTON (1951, 1952) glaubt, daß diese differenzierte Erosion sich sogar stellenweise bis zu einem Reifestadium verstärken kann. Die nach W zunehmende Absenkung der Grabenscholle begünstigt hier an der Bahia Jorge zusammen mit den starken sediment-abtransportierenden Strömungen diese Erosion.

2.1.3 Caldera

(Benutzte topographische Unterlagen: Carta preliminar, 1 : 250 000: Nr. 2771 — Caldera; Karte 1 : 100 000: Nr. 2700—7030 Caldera, Nr. 2630—7030 Puerto Flamenco; Luftbilder HYCON Projekt (1955) Nrs.: 2278—2285, 10019 bis 10029, 10044—10054, 24439—24445)

Im Küstengebiet zwischen 27° und 28° sind auf einer N—S-Erstreckung von 70 km und bis zu 35 km landeinwärts marine Sedimente des obersten Tertiärs mit pleistozäner Überprägung in großartiger Form, begünstigt durch das aride Klima und den fehlenden Pflanzenwuchs aufgeschlossen. Sie lassen sich von der Playa Obispito im Norden bis zur Quebrada Seca im Süden und ostwärts den Rio Copiapo entlang bis oberhalb Monte Amargo verfolgen.

Auch hier erwies sich die Kombination einer großen Flußmündung (Rio Copiapo) mit durch Störungen abgetrennten Inseln und Halbinseln (Gebirgszug des Morro de Copiapo) als sehr günstig für ein Eingreifen des Meeres während des Pliozäns und Pleistozäns.

Es ist notwendig, Gebiete tektonischer Ruhe, also stabile Zonen, von den mehr mobilen Gebieten zu trennen, um ein klares Bild von der Sedimentationsgeschichte zu erlangen. Während die Küste entlang der Bahia Inglesa über Caldera nordwärts bis zur Playa Obispito stabil erscheint, ist der vorspringende Gebirgszug des Morro de Copiapo (zwischen Punta Morro und Punta Hüber) ein entlang an N—NW verlaufenden Störungen aufsteigender Horst, der bereits im Pliozän Eigenbewegungen durchführte, die bis in die jüngste Zeit andauerten. Direkt östlich schließt sich eine schmale Grabenzone (Quebr. Chorillos) an. Südlich, in der eigentlichen Bahia de Copiapo und bis zur Playa Blanca ist der Küstenabschnitt wieder relativ stabil — ist fast frei von tektonischen Eigenbewegungen.

Die Küstenkordillere, in die hier das pliozäne Meer eindringen konnte, besteht aus paläozoischen Serien, vorwiegend Phylliten und Quarziten mit basischen Intrusiva. Besonders der Gebirgszug des Morro de Copiapo ist aus mesozoischen Intrusiva (Diorite und Granite) aufgebaut.

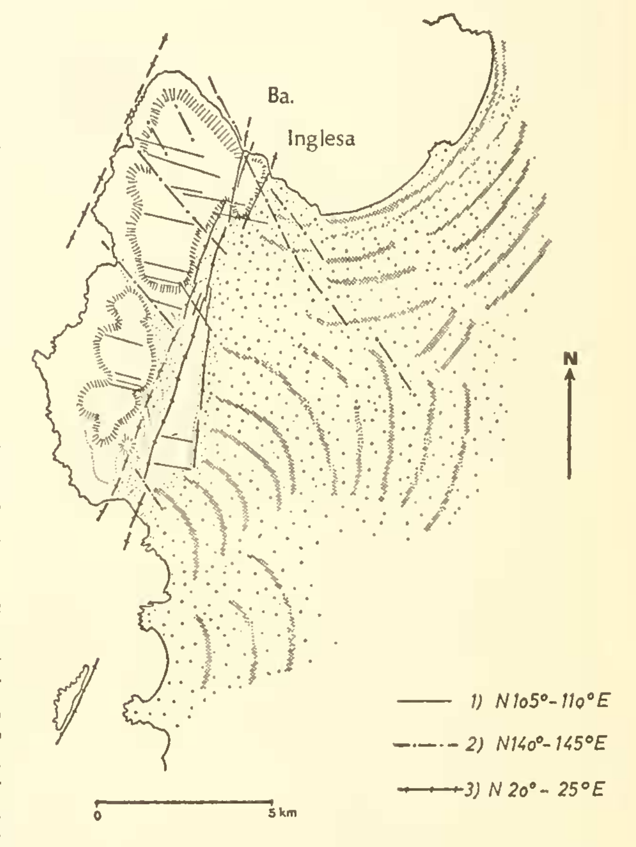


Abb. 7: Tektonische Skizze des Morro de Copiapo mit den wichtigsten Störungsrichtungen, an denen Bewegungen bis in das jüngste Pleistozän stattfanden. Dem Horstzug des Mo. de Copiapo zwischen Pta. Morro und Pta. Hüber schließt sich östlich eine schmale Grabenzone an (Quebr. Chorillos), der wieder ein Horstzug ostwärts folgt. Gebiete mit geschlossener und ± relativ stabiler Pleistozänsedimentation sind feinpunktiert; der Verlauf der Strandlinien ist durch Punktreihen angedeutet (nach Geländemessungen und Luftbildern).

Bei der paläogeographischen Analyse der Ablagerungsbereiche stellte sich heraus, daß die Mündung des Rio Copiapo seit dem höheren Tertiär ständig in die Bahia de Copiapo erfolgte und daß hier nicht wie in südlicheren Pliozän-Buchten (Rio Limari-Tongoy; Rio Maipo-Cartagena) eine nach N abgelenkte Mündung bestand. Eine Verbindung in Richtung Bahia Inglesa wurde durch eine Grundgebirgsschwelle, die sich als Alto de Fraile von W nach E durchzieht und die erst im Pleistozän eingeebnet wurde, verhindert.

So ist im Pliozän eine Unterscheidung eines nördlichen Sedimentationsbeckens (Bahia Inglesa, Caldera, Playa Obispito) von einem südlichen, durch die Flußmündung beherrschten Bereich (Bahia Copiapo) nötig.

Pliozän
Nördliches Teilbecken

Die Transgressionsfläche des Pliozän liegt in den tektonisch stabilen Zonen entlang der heutigen Küstenlinie und steigt nach E zu rasch an. Das Pliozänmeer fand eine morphologisch reich gegliederte Küste mit zahlreichen Inseln, Halbinseln und Klippen vor. So sind die Sedimente an der Basis der Pliozänserie sehr mannigfaltig und lateral rasch wechselnd. Auffallend ist das Zurücktreten der Konglomerate, sie finden sich nur lokal in Senken zwischen Klippen. Meist liegt dem Grundgebirge ein Grobsand mit wechselndem Gehalt von Schalenschill auf.

Schill- und Grobsandfazies:

In der Caleta Cabeza de Vaca sind sehr gut die Übergänge von den Inseln über die block- und geröllführende Umgebung in die mit reichlich Schalenschill und Grobsand gefüllte Kleinbecken aufgeschlossen.

Auf engstem Raum lassen sich hier 3 wichtige Faziesbereiche, die in der gesamten Pliozänsedimentation des Untersuchungsgebietes eine dominierende Rolle spielen, mit ihren Fossilgemeinschaften studieren.

Auf den Klippen und Felsen (links auf Abb. 8) herrschte die *Balanus-Patella*-Gemeinschaft (I). Sie ist der Hauptlieferant des Schalenschuttes in die Kleinbecken. Autochthon ist diese Gemeinschaft kaum erhaltungsfähig, da die Mehrzahl der Organismen sich mit Muskelkraft am Untergrund festhält *(Patella, Fissurella, Nacella, Concholepas* etc.). Mit dem Tod erlischt diese Kraft und die Schalen werden fortgespült. *Balanus* ist zwar festgeheftet, aber die ständige starke Wellenbewegung zerstört die Schalen.

In den „rock-pools" und zwischen den Blöcken sind die Biozönosen durch reiches Vorkommen an Gastropoden *(Crepidula, Tegula, Acanthinucella)* und *Mytilus* gekennzeichnet.

Ostrea-Anomia-Gemeinschaft (II): Nur vereinzelt auf anstehenden Felsen; meist werden Grobschutt und Blocklagen am Fuß und seitwärts der Klippen überwachsen; es tritt also eine organogene Verfestigung des Untergrundes ein. Die Ostreabänke nehmen mit größerer Entfernung von den Klippen ebenso wie die Konglomeratbänke rasch ab. Diese Gemeinschaft steht in eindeutiger Abhängigkeit vom Substrat, in diesem Fall von Geröllbänken.

Fauna:

Ostrea transitoria Hupe
Ostrea maxima Hupe
Anomia atacamensis n. sp.
Anomia alternans Sow.
Chorus blainvillei blainvillei (D'Orb.)
Crepidula sp.

Abb. 8: Profile in der basalen Pliozän-Serie, S Pta. Cabeza de Vaca: V = Grundgebirge; I = *Balanus-Patella*-Gemeinschaft; II = *Ostrea-Anomia*-Gemeinschaft auf Geröll- und Blocklagen; + = *Chlamys-Encope*-Gemeinschaft im Grobschill und Grobsand.

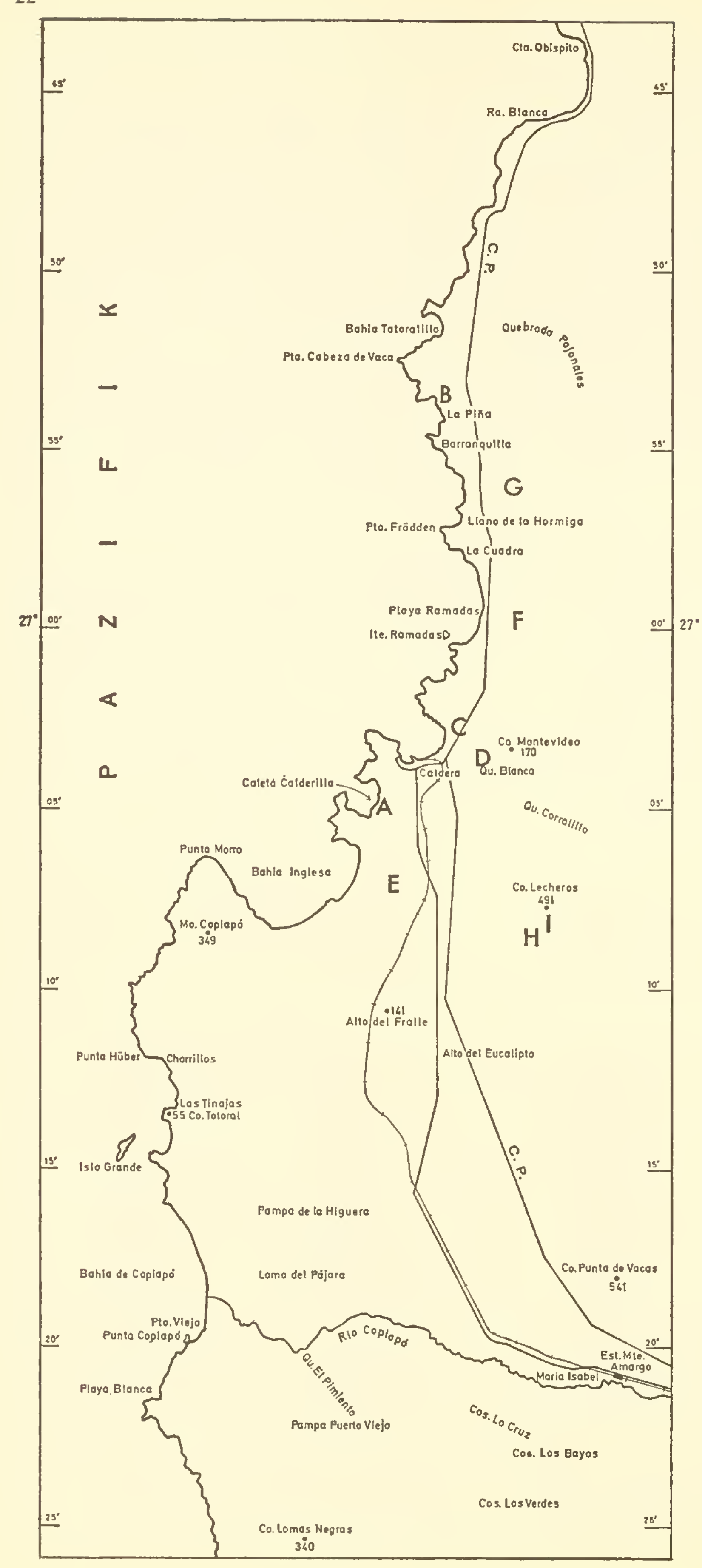


Abb. 9: Lageskizze der erwähnten Lokalitäten im Gebiet Caldera — Puerto Viejo und der Einzelprofile (A—I) in Abb. 10.

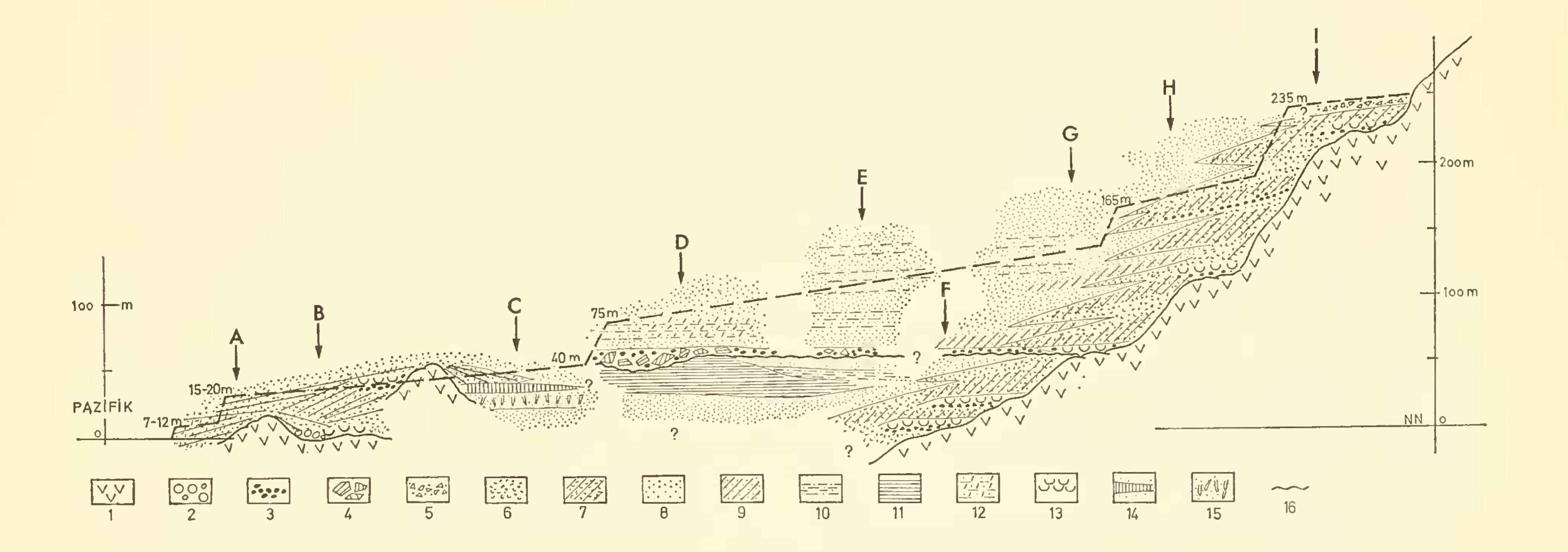


Abb. 10: Schematesiertes E-W-Profil durch die Pliozänsedimente in der nördlichen Teilbucht bei Caldera, zusammengesetzt aus Einzelprofilen (A—I; Lage dieser Profile siehe in Abb. 9), um die Verteilung der verschiedenen Sedimenttypen, ihre gegenseitige Verzahnung und Untergrunds-Abhängigkeit aufzuzeigen.
1 = Präpliozäner Untergrund (Granodiorit, paläozoische Metamorphite); 2 = Blockkonglomerat mit Grobschill als Bindemittel; 3 = Grobe bis mittelfeine Konglomerate; 4 = Aufarbeitungslage aus Diatomitblöcken (bis 3 m ϕ); 5 = Regressionssedimente des höheren Pliozän; im unteren Teil marin aufgearbeitet; in den höheren Lagen terrestrisch; 6 = Grobschill, schräg- und kreuzgeschichtet; 7 = Mittel- und Feinschille (Übergang aus 6); 8 = Grobsande; 9 = Feinsande; sehr gleichmäßig in der Korngröße; 10 = tonige Silte; 11 = Diatomite; 12 = Wechsellagerung von Diatomiten und Feinsande; 13 = Bänke von *Ostrea;* 14 = „Serpuliden-Rasen"; Grobsande mit kalkigen Wurmöhren, koloniebildend; 15 = Feinsande mit Grabgängen; 16 = Sedimentationsunterbrechung; z. T. phosphoritisch-oxydische Krustenbildung; Erosionsdiskordanzen etc.
Die unterbrochene Linie mit Höhenmeter-Angaben stellt das heutige Relief E der Bahia Inglesa dar, erosiv geprägt durch die pleistozänen Meeres-Ingressionen.

Chlamys-Encope-Gemeinschaft (+) in der Schill- und Grobsandfazies. In dieser Fazies war der beherrschende Faktor bei der Bildung die starke Wasserbewegung und die damit verbundene Sedimentumwälzung. Grobe und feine Schille und Sande wechseln in rascher Folge in Kreuzschichtung mit stark wechselnden Mächtigkeiten der einzelnen Blätter und Kreuzschichtungskörper. Die einzelnen Blätter zeigen meist unterschiedliche Korngrößenmaxima, als direkte Funktion der Wasserbewegung. In diesem Milieu bestanden trotz großem Nahrungsangebot (neben zerstörten Schalen wurden auch reichlich Weichteile eingeschwemmt) nur sehr begrenzte Lebensmöglichkeiten. Die starke Sedimentumwälzung gab keine Anheftungsmöglichkeit für sessile Organismen; grabende Pelecypoden konnten nicht siedeln. Beherrscht wird dieser Biotop durch 2 Vertreter, die diesen extremen Bedingungen angepaßt waren: *Chlamys calderensis* und *Chl. simpsoni* konnten sich durch intensive Eigenbewegungen vor einer Verschüttung retten.

Encope chilensis Phil. ist in seinem Bau der *Dendraster*-Gruppe („sanddollars") sehr ähnlich und durch seine schräge Lebensweise nahe der Sedimentoberfläche ebenso wie *Dendraster* (nach Ricketts & Calvin, 1962, S. 235, bewohnt *Dendraster* in California die sich ständig in Bewegung befindlichen „sand-flats") sehr beweglich und den rasch wechselnden Strömungen angepaßt. Da er nicht die gesamte Sedimentmenge seiner Bewegungsbahn durch den Körper filtrieren muß, kann er größeren Verschüttungen rasch entkommen. Die reichlich vorhandenen intergranularen Räume des sehr sperrigen Schills waren dicht besiedelt mit Ostrakoden- und Foraminiferenvergesellschaftungen.

Diese hier aufgezeigten, sich ineinander verzahnenden Faziestypen finden sich nach E zu, in Richtung der fortschreitenden Transgression rasch ansteigend stets dort, wo die Transgression in eine gegliederte Felsküste mit Inseln und Klippen vordrang, hinauf bis in die stratigraphisch höchsten Partien der Pliozänserie (SW C° Lecheros; vgl. Abb. 10, 1). Die Abb. 10 ist eine schematische, zusammengesetzte Darstellung der Faziesverteilung in einem W—E-Profil, um die Stellung der einzelnen Faziesbereiche zueinander und in ihrer Lage zum Untergrund aufzuzeigen. Die *Ostrea*-Bänke (Abb. 10: 13) und die Schill-Grobsandfazies (Abb. 10: 7) sind an den jeweiligen Küstenverlauf gebunden oder umgeben einzelne, von der eigentlichen Küste bereits entferntere, aufragende Grundgebirgsinseln, inmitten einer Feinsandfazies (Abbildung 10: 8).

Feinsand- und Diatomitfazies:

Während entlang der Felsküste die Sedimentation der Schill-Grobsandfazies im weiteren Verlauf der Transgression anhält, kommt es in den sich erweiternden Buchten (Bucht E der heutigen Bahia Inglesia; Bucht E Caldera) rasch zur Sedimentation von Feinsand mit zunehmend Tongehalt.

Die Feinsande sind feingeschichtet; zwischengeschaltet finden sich millimeter- bis zentimeterdicke Lagen von Diatomiten. Ausnahmsweise erreichen die Diatomitlagen in der Quebrada Blanca unter starkem Zurücktreten des Feinsandes 2 m.

Nach einer freundlichen schriftlichen Mitteilung von Herrn Dr. L. Benda, Hannover, der die Bearbeitung der chilenischen, pliozänen Diatomite (Mejillones, Caldera [Bahia Blanca], Tongoy) übernahm, konnten bisher übersichtsmäßig folgende Formen bestimmt werden:

„*Actinocyclus ehrenbergi* Ralfs
Actinocyclus ehrenbergi v. *tenella* (Breb.) Hust.
Actinoptychus splendens (Shadb.) Ralfs
Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs
Aulacodiscus margaritaceus Ralfs
Auliscus sculptus (W. Sm.) Ralfs
Auliscus cf. *stöckhardti* Jan.
Bacillaria paradoxa Gmelin
Biddulphia auritia (Lyngb.) Breb. & Godey
Cocconeis scutellum Ehr.
Coscinodiscus asteromphalus Ehr.
Coscinodiscus cf. *divisus* Grun.
Coscinodiscus excentricus Ehr.
Coscinodiscus excentricus v. *fasciculata* Hust.
Coscinodiscus lineatus Ehr.
Coscinodiscus marginatus Ehr.
Coscinodiscus nitidus Greg.
Coscinodiscus oculus-iridis Ehr.
Coscinodiscus vetustissimus Pant.
Diploneis crabo Ehr.
Hemidiscus cuneiformis Wall.
Hemidiscus cuneiformis v. *orbicularis* (Castr!) Hust.
Hyalodiscus cf. *laevis* Ehr.
Navicula lyra Ehr.
Plagiogramma cf. *validum* Grev.
Plagiogramma tesselatum Grev.
Stephanopyxis turris (Grev. & Arn.) Ralfs
Synedra tabulata (Ag.) Kütz.

Die untersuchten Diatomite müssen als Ablagerungen des marinen küstennahen Bereiches angesehen werden. Süß- oder Brackwassereinflüsse sind aus der Diatomen-Flora nicht ersichtlich und fehlen somit."

Die Feinsandfazies ist sehr arm an Fossilien. Es fällt auf, daß hier im Gebiet von Caldera die reichen *Venus*-Gemeinschaften, die in anderen Sedimentationsbecken in dieser Lithofazies auftreten, fehlen.

Stellenweise ist die Feinsandfazies reich an Lebensspuren, so besonders bei Pkt. 55 (Anstieg der Panamericana N Caldera) an *Callinassa* und Fucoidenähnlichen Grabbauten (Abb. 10: 15). Auf der, der Brandung abgekehrten Seite von Inseln und somit in besonders geschützter Lage, kam es zur Ausbildung von Serpuliden-Rasen.

Diese Gebiete lassen auf eine stark verminderte Sedimentation bei anhaltend günstiger Durchlüftung und Nahrungsversorgung schließen (Remane, 1954). Die koloniebildenden Serpuliden aus der Gruppe von *Hydroides* sp. spielten hier eine entscheidende Rolle bei der Lockersedimentverfestigung.

Sedimentationsunterbrechung:

In sämtlichen Profilen über das ganze Gebiet finden sich deutliche Anzeichen einer Sedimentationsunterbrechung und die Ausbildung eines „hard-ground“, bedingt durch einen Stillstand des Meeres oder eine schwache Regression.

Beispiele:

a) Quebrada Blanca: (Abb. 11)

In der gleichmäßigen Folge von Feinsanden und Diatomiten bildeten sich durch Erosion bis zu 4 m tiefe Rinnen. In diesen Erosionsformen wurden mit Diskordanz Feinsand- und Diatomite — aufgearbeitetes Material der erodierten Umgebung — zunächst feinschichtig abgelagert. Darüber folgte eine sehr grobe Blocklage. Material des Untergrundes bis zu 3 m ∅ wurde durch starke Erosion losgerissen und in diesen Rinnen wirr abgelagert. Das Bindemittel ist aufgearbeiteter Feinsand und lagenweise eingeschüttete Mittel- und Grobkonglomearte. Außerhalb dieser Erosionsrinnen überzogen sich die Feinsand- und Diatomitlagen mit einer harten Eisenoxyd- und Phosphoritkruste, die zahlreiche Bohrspuren von Organismen aufweist. Ebenso wurden zahlreiche Gerölle der Konglomerate mit diesen oxydischen Krusten überzogen.

Es war eine Epoche, in der keine oder nur sehr geringe Sedimentation herrschte; der Meeresgrund war für längere Zeit der Erosion ausgesetzt und bot so die Möglichkeit der Oxydation. In den Aufarbeitungslagen, zwischen dem Blockwerk oder direkt dem „hard-ground“ auflagernd, findet sich eine reiche, wohl mehrfach umgelagerte Mischfossilgemeinschaft: Auffallend ist die nesterweise Anreicherung (Lagen bis 1,5 m Mächtigkeit und bis zu 300 m Ausdehnung) von reinen Turritellenschalen.

Fauna:

Oculina remondi Phil.
Ostrea ferrarisi D'Orb.
Anomia alternans Sow.
Anadara chilensis (Phil.)
Glycymeris ovata (Brod.)
Chlamys simpsoni (Phil.)
Chlamys coquimbensis (Mör.)
Chama pellucida Sow.
Dosinia ponderosa (Gray)
Ensis macha (Mol.)
Mesodesma donacium (Lam.)
Dentalium cf. *oerstedti* Mörch.
Natica obtectiformis Mör.
Chorus grandis (Phil.)
Chorus blainvillei blainvillei (D'Orb.)
Chorus blainvillei nodosus (Mör.)
Chorus doliaris (Phil.)
Nucella (Acanthinucella) mirabilis (Mör.)
Nucella (Acanthinucella) philippii (Mör.)

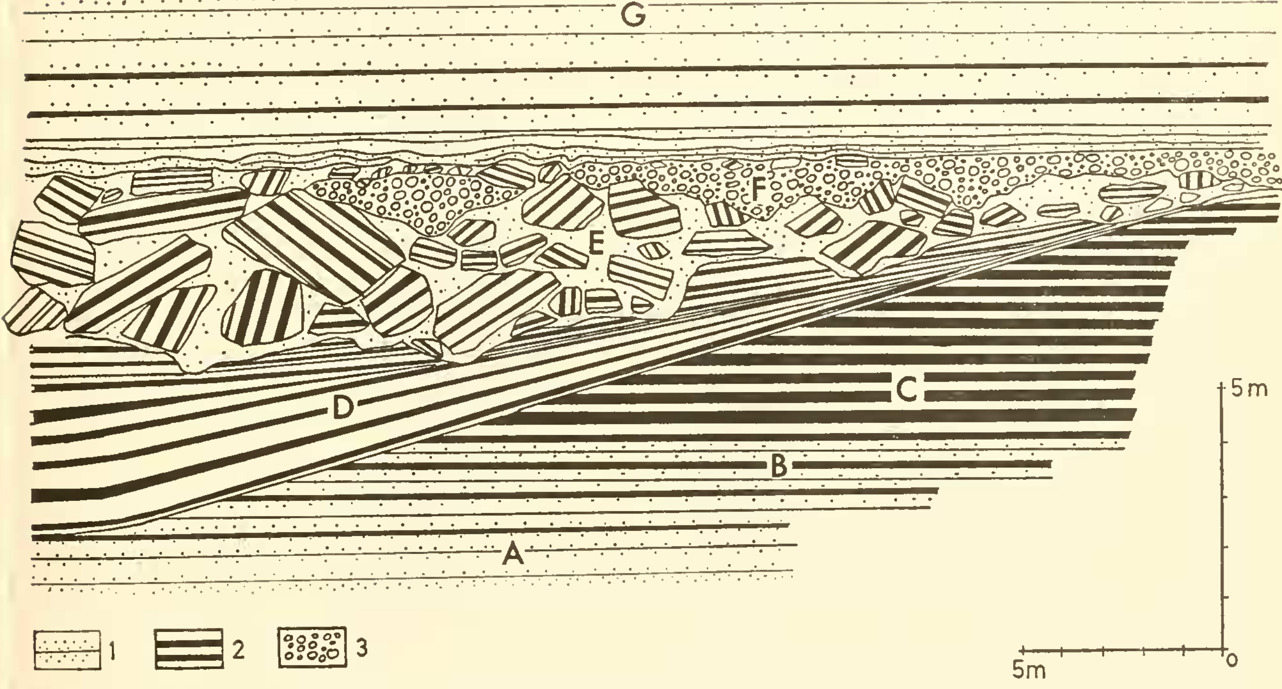


Abb. 11: Aufschlußbild im Bereich der Aufarbeitungslage zwischen tieferer und höherer Pliozänserie; verfüllte Erosionsrinne; Quebrada Blanca.
1 = Feinsand; 2 = Diatomite; 3 = Konglomerate.
A = Feinsandfolge; B = Feinsandfolge mit geringmächtigen (5—20 mm) Diatomitbänkchen; C = Diatomite mit Feinsandzwischenlagen; D = Aufgearbeitete und in Schrägschichtung sedimentierte Diatomite und Feinsande; E = Aufgearbeitete Blöcke von Diatomiten in Grobsanden; F = Konglomerate mit grobem Schalenschutt und Fossilien; G = Feinsandsedimentation mit eingeschalteten Diatomitlagen.

Oliva peruviana LAM.
Bulla ambigua D'ORB.
Fusinus steinmanni (MÖR.)
Fusinus remondi (PHIL.)
Mitra cf. *mexicana* DALL
Turritella cingulatiformis MÖR.
Balanus div. sp.

Dem Hangenden zu wird die Sedimentation wieder feinkörniger. In Feinsand schalten sich nochmals dünne Bänkchen (1—3 cm) von Diatomiten ein.

b) Bahia Inglesa: Im Buchtinnern ist die Sedimentationsunterbrechung nur durch eine dünne Phosporit-Krustenlage und eine 20 cm mächtige Aufarbeitungslage (reich an Selachierzähnen) angedeutet.

c) Gebiet S und SE Morro de Copiapo (zwischen Playa Chorillos und Las Tinajas) (Abb. 12): Tiefe Erosionsrinnen wurden in die basale Pliozänserie eingeschnitten. Über einer oxydisch-phosporitischen Krustenlage kam es vorübergehend zur Ablagerung von Tonen mit Gipslagen, also zu einer Abschnürung vom offenen Meer. Mächtige (6—15 m) chaotische Konglomerate ebneten das bei der Sedimentationsunterbrechung entstandene Erosionsrelief ein. Dieses grobe Blockwerk geht mit abnehmender Korngröße über mehrere gut gebankte Kies- und Feinkieslagen in Grobsande und schließlich in die allgemeine Feinsandsedimentation über. In den grobklastischen Sedimenten sind hier lokal bedeutende Hebungen der Horstscholle (Mo. de Copiapo) während des Pliozän dokumentiert.

Höheres Pliozän

Während im nördlichen Teil des Beckens (Bahia Inglesa) die höhere Pliozänserie aus eintönigen Feinsanden aufgebaut ist, die durch ihre gelegentlichen Gastropodenfaunen auf vollmarine Entstehung hinweisen, so kam es S und SE der Playa (Chorillo in der höheren Pliozänserie nochmals zur Ausbildung gipshaltiger Sedimente. Die Gipse sind in Lagen und Nestern in Tone eingelagert. Die Hypersalinität scheint in diesen Lagunen den lebensfeindlichen Grenzwert bereits überschritten gehabt zu haben, da Fossilien vollkommen fehlen.

Die feinkörnige Sedimentation setzt sich im Beckeninnern während des ganzen oberen Pliozän fort. Nur die vereinzelten, im Becken-Innern aufragenden Inseln, (Alto de Fraile etc.) sind stets umgeben von der Schill-Grobsandfazies und *Ostrea*-Bänken.

E des Morro de Copiapo kommt es in der höheren Pliozänserie zur Ausbildung einer Bryozoen-Fazies: Auf nach E zu rasch auskeilenden Schill- und Grobsandschüttungen siedelten, begünstigt durch die geschützte Lage hinter dem Felssporn des Morro de Copiapo, zahlreiche Bryozoen; dieser Biotop war günstig für eine reiche *Chlamys*-Fauna.

Südliches Teilbecken

Es erstreckt sich vom pliozänen Höhenzug Alto del Fraile südwärts bis zum Höhenzug, der vom Co. Toralillo über den Co. Lomas Negras südlich der

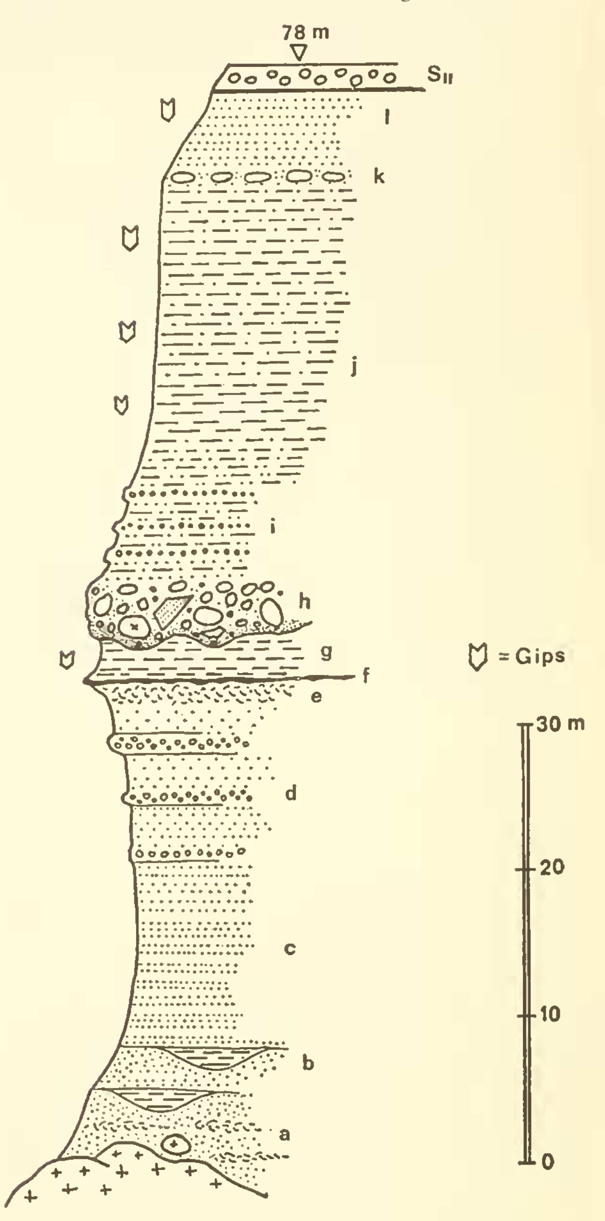


Abb. 12: Profil an der Küste südlich Playa Chorillos, nördlich Las Tinajas.
a) Grobsande und Schille; b) Feinsandfolge mit Erosionsrinnen (aufgefüllt mit roten Tonmergeln); c) Feinsandfolge; d) Feinkonglomeratbänke; e) Grobschille;
a) — e) = tiefere Pliozänfolge.
f) phosphoritisch-oxydische Krustenbildung; g) Tone mit Gipsen;
f) — g) = Bildungen der Sedimentations-Unterbrechungsphase;
h) chaotisches Konglomerat; i) Sande mit Feinkonglomeraten; j) Tone mit Gipsen; k) Kalkmergel-Konkretionen; l) Feinsande;
h) — l) = höhere Pliozänfolge.
S_{II} = Regressionssedimente der altpleistozänen Serena-II-Stufe.

Playa Blanca das Meer erreicht. Unterteilt wird dieses Becken durch den Grundgebirgszug Loma del Pajaro. Unmittelbar S dieses Querriegels wird das Sedimentationsgeschehen während des ganzen Pliozän durch die hier stationäre Mündung des Rio Copiapo beeinflußt. Es gibt keine Anzeichen, daß der Rio Copiapo seinen Lauf verlegte und früher nördlicher mündete.

Die Profile N Pto. Viejo zeigen deutlich die Einflüsse der alten Flußmündung. Als Transgressionsedimente des Pliozän finden sich hier wenig sortierte, eckige Konglomerate, als Matrix reichlich Granitzersatz. Aufgearbeitete Strandsedimente wechsellagern mit schlecht sortierten Flußsedimenten als Anzeichen stetiger Küstenlinien-Oszillationen. Seitlich dieser Mündungsbucht, entlang der vorspringenden Felsenküsten (zwischen Pto. Viejo und Pta. Luco) herrschte die Schill-Grobsandfazies. Hauptkomponenten der Schille sind zerstörte Balaniden-Gehäuse. *Ostrea*-Bänke treten stark zurück. Als Lebensgemeinschaften konnte hier die *Chlamys-Magellania*-Assoziation festgestellt werden. Die von SEGERSTROM in FUENZALIDA et al. (1965, Taf. 3, Abb. 2) dargestellten Aufschlüsse gehören dieser basalen Pliozän-Serie an.

Die Grobschille wurden mit fortschreitender Transgression von den Klippen und Abrasionsterrassen (im N: Loma del Pajaro, im S: Grundgebirgszug Pampa Puerto Viejo) seitlich bis zu 1000 m von ihrem Entstehungsgebiet in die eigentliche Mündungsbucht geschüttet, in der über den Basallagen kreuzgeschichtete Feinsande vorherrschten. Auf engstem Raum läßt sich hier eine Verzahnung von pelitisch-feinsandigen Sedimenten zu der Grobschillfazies feststellen (Abb. 13).

In der Mündungsbucht schalten sich in den hangenden Feinsandlagen mit zunehmendem Pelitgehalt dünne Lagen von Gipsen ein. Die Ausdehnung dieser hypersalinen, lagunenartigen Bucht war begrenzt; landeinwärts bestand eine Faziesverzahnung mit den Sedimenten der Flußmündung, von der offenen See wurde die Lagune, zumindest zeitweise mit frischem Meerwasser versorgt, da sich in den Feinsanden zwischen pelitischen Gipslagen eine eintönige, aber sehr individuenreiche Foraminiferengesellschaft (*Uvigerina — Rotalia* — Assoziation) ansiedelte. An den Hängen des heute tief eingeschnittenen Rio Copiapo (zwischen El Pimiento und der Mündung) zeigt sich wie im ganzen tieferen Teil der Pliozänserie starke Schüttungen von terrigenem Material (fluviatile Sedimente,

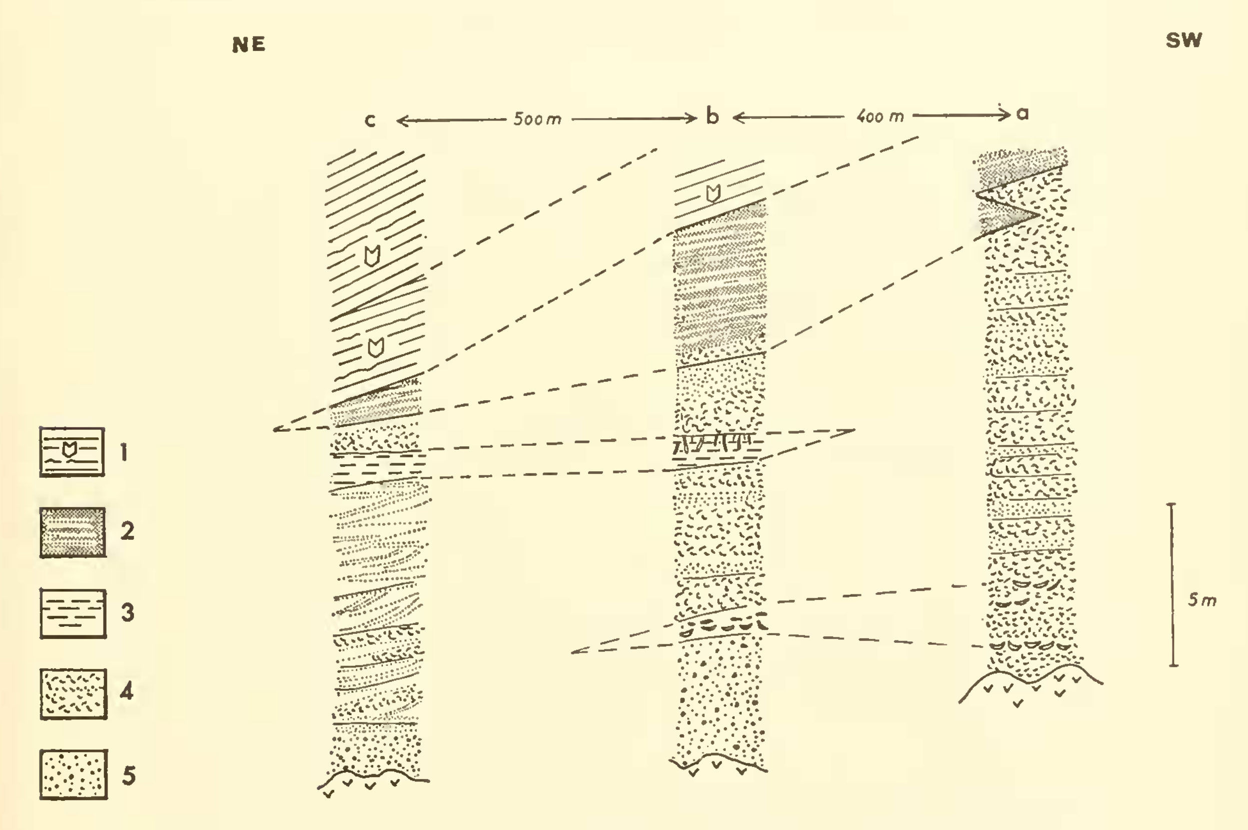


Abb. 13: Profile in der tieferen Pliozänserie, N Puerto Viejo; Verzahnung der küstennahen Grobschillfazies (Profil a ist ca. 150 m vom Steilanstieg des Grundgebirgszuges entfernt) mit der pelitisch-feinsandigen Sedimentation im Innern der Bucht.
1 = Feinsande bis Tone mit Gips; 2 = Mittel- bis Grobsande (Strandsande); 3 = Silte und Tone, z. T. mit Wohn- und Freßbauten; 4 = Grobschill und Grobsande, schräg- und kreuzgeschichtet, z. T. mit eingeschwemmten *Ostrea*-Schalen; 5 = Basallagen, Grobsande und Konglomerate, Granitzersatz.

schlammstromartige Sedimente aus wenig sortiertem Granitersatz mit reichlich rotem, tonigem Bindemittel) (Abb. 14) vorherrschten.

Erst der neuerliche Meeresvorstoß der oberen Pliozänserie, der im ganzen Gebiet über eine Aufarbeitungslage folgte, konnte im Gebiet des Rio Copiapo weiter landeinwärts bis Estacion Monte Amargo vordringen. Das Meer des höheren Pliozän griff auch über die nördlich (Loma del Pajaro) und südlich (Pampa Pto. Viejo) begrenzenden Grundgebirgszüge hinweg. In diesen Gebieten, außerhalb des Einflusses der klastischen Schüttungen der nahen Flußmündung kommt es zur Schill- und Grobsandsedimentation mit *Ostrea-Anomia-* und *Chlamys-Magellania-*Assoziationen.

Höhe und Mächtigkeit der Pliozänsedimente:

Die Transgressionsfläche des Pliozän liegt entlang der heutigen Küstenlinie nur wenige Meter über NN in den tektonisch stabilen Gebieten, steigt ostwärts jedoch rasch an. Trotz beträchtlicher topographischer Höhen ist die Mächtigkeit der Pliozänsedimente landeinwärts meist gering.

Südlich Lecheros, (E Car. Panamericana) ist in 235 m über NN eine Pliozänfolge mit Grobschillen, Gerölllagen und Ostreabänken erschlossen, die hier dem in Klippen zerlegten Grundgebirge auflagert (Abb. 10, I). Den Abschluß dieser Folge bilden grobe Strandsande mit typischen Strandgeröllen in westwärts gerichteter Schrägschüttung. Diesen typischen Bildungen eines Meereshochstandes mit beginnender Regression entsprechen in gleicher Höhe eingeebnete Abrasionsterrassen, die in Buchten nach N und E durch ein 10—30 m hohes Kliff begrenzt werden. Diese marine pliozäne Sedimentfolge wird von einem postpliozänen, terrigenen Schuttfächer überlagert; sie wurde nicht mehr vom Pleistozänmeer erreicht und blieb vor der Aufarbeitung verschont.

230 m, gerechnet ab der Pliozänbasis an der heutigen Küste, können als Höchstgrenze der pliozänen Wasserbedeckung und der marinen Sedimentation in diesem Bereich angegeben werden.

Für eine genaue Mächtigkeitsbestimmung der Pliozänsedimente fallen die Profile am Gebirgszug des Mo. de Copiapo wegen seiner bereits im Pliozän einsetzenden tektonischen Hebungen aus, ebenso wie die sich ostwärts anschließende Grabenzone, in der die Transgressionsbasis der Pliozänserie heute unter dem Meeresspiegel abgesunken ist.

P l e i s t o z ä n

Sedimente der Zeit zwischen dem Rückzug des Pliozänmeeres bis zur neuerlichen Transgression des altpleistozänen Meeres sind in dem weiten Gebiet nur selten erhalten geblieben. Im Tale des Rio Copiapo oberhalb Caseron werden altpleistozäne marine Sedimente von fluviatilen Schottern unterlagert (SEGERSTROM, 1965, S. 491, Fig. 7); diese Schotter sind in ihrer Stellung nicht ganz eindeutig, dürften aber als Schotter eines Meerestiefstandes aus dem Zeitabschnitt der Pliozän/Pleistozänwende angesehen werden.

Auch im Pleistozän ist es wichtig, tektonisch mobile Zonen von tektonisch stabilen Zonen abzutrennen. Nur in den letzteren läßt sich eine klare Abfolge der morphologischen Formen der verschiedenen pleistozänen Ingressionen und Regressionen erkennen.

Der ganze Gebirgszug des Morro de Copiapo, der ja bereits im Pliozän als Horst Vertikalbewegungen durchführte, setzte im Pleistozän seine Hebung weiter fort. Östlich der NE—SW streichenden Verwerfungen schließt sich eine Grabenzone an, die bis in die jüngste Zeit Senkungstendenzen zeigt (SEGERSTROM, 1965, Taf. 4, Fig. 1). Wiederum östlich folgt eine nur schwach gehobene Bruchscholle, die besonders im Südteil (Caleta Chorrillos) stark durch E—W und NW—SE streichende Störungen zerstückelt ist (Abb. 7).

Besonders die großen Buchten (NE und E Caldera, Bahia Inglesa, Bucht der Pampa de la Higuera, Bahia de Copaipo) sind tektonisch relativ stabil. Hier vermochte das Pleistozänmeer weit einzudringen und konnte durch die leichte Ausräumbarkeit der Pliozänsedimente seine morphologischen Spuren scharf hinterlassen.

Nördlich der Playa Ramada bis La Pina und auch südlich Pto. Viejo wird die Küste durch Grundgebirge gebildet und erscheint aufgegliedert. Hier vermochte das Pleistozänmeer keine so scharfen Formen herauszumodulieren; die Sedimente der jeweiligen Ingressionen sind nur lückenhaft zwischen den ehemaligen Inseln erhalten geblieben.

Eine große N-S Störung E Monte Amargo, an der der E-Teil (Rio Copiapo-aufwärts) abgesenkt wurde, erschwert die Korrelation der marinen Terrassen mit den pleistozänen fluviatilen Terrassen flußaufwärts. Ein Großteil der im Grundgebirge ausgebildeten marinen Terrassen südlich der C° Lomas Negras, die sich über die Quebr. Seca südwärts bis zur Bahia Salada erstrecken, dürften ihre Einebnung bereits während des Hochstandes des Jungpliozäns erfahren haben. Die letzte Überprägung und Glättung erfolgte im Altpleistozän, dessen Regressionsedimente als dünner Schleier auf diesen ausgedehnten Abrasionsflächen hinterlassen wurden.

Ein Teil der von SEGERSTROM (SEGERSTROM in FUENZALIDA et al., 1965, Taf. 3, Fig. 2, S. 491) als Quartär gedeuteten Sedimente (er erwähnt bis zu 60 m Mächtigkeit) dürften sich auf pliozäne Sedimente beziehen.

Im allgemeinen ist die Mächtigkeit der auflagernden pleistozänen Sedimente sehr gering. 1—5 m Mächtigkeit kann im Mittel angegeben werden; nur dort wo der Rio Copiapo in der Zeit zwischen der Pliozän-Regression und der Altpleistozän-Transgres-

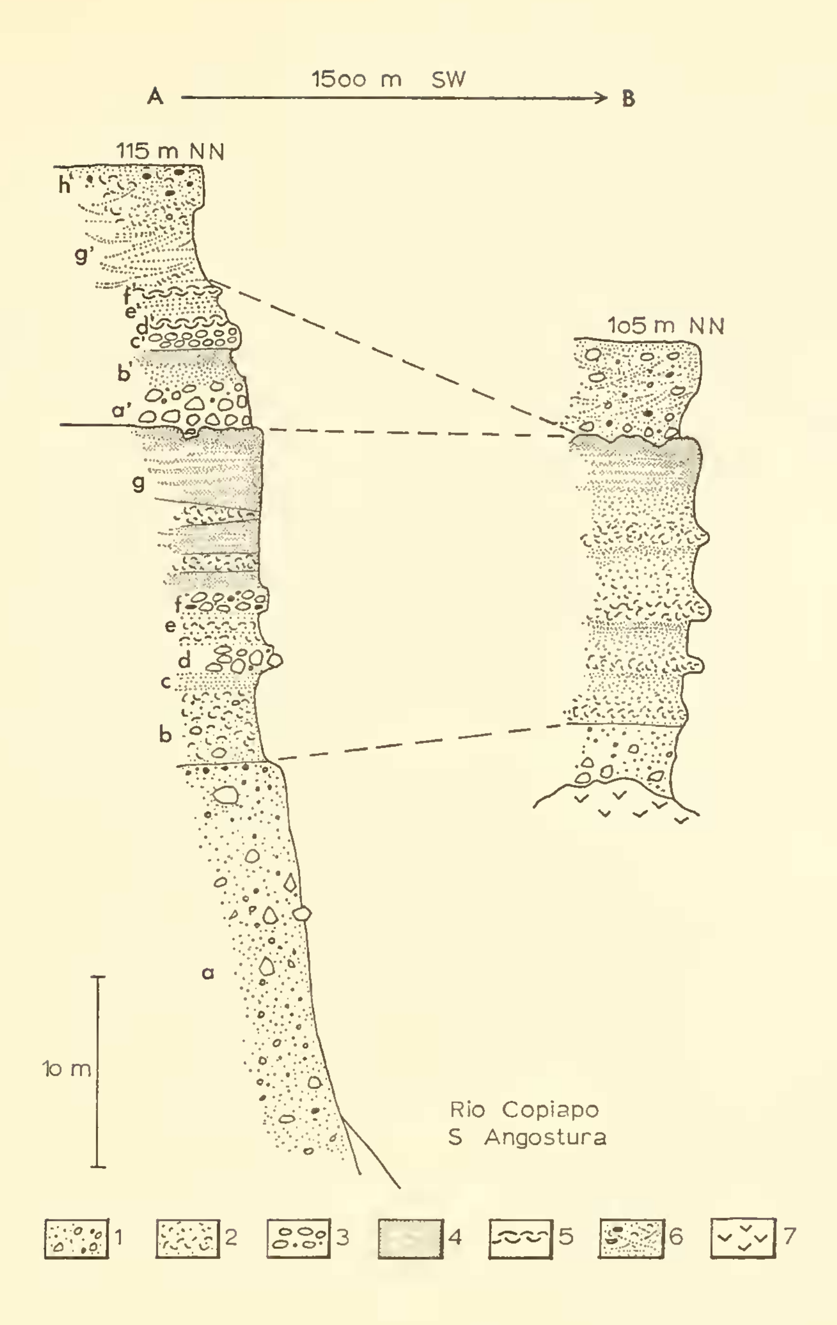


Abb. 14: Profile im Pliozän und Pleistozän, S Ufer Rio Copiapo, S Angostura, Quebr. El. Pimiento: Vergleich einer vollständigen Serie (A) mit einer stark reduzierten Folge (B), (vergl. S. 33).
a = (1) = Fluviatile — terrestrische, grobklastische Sedimente, der tieferen Pliozän-Serie entsprechend; b—g = höhere Pliozän-Serie, marin;
a'—h' = marines Altpleistozän (Serena-II-Stufe), g'—h' = (6) = Regressionssedimente.
a = rötliche, schlechtsortierte Konglomerate mit eckigen Blöcken, umlagerter „Granitzersatz" („maicillo"); b = marine Grobsande und Grobschill; c = Mittelsande; d = Blockkonglomerate; e = Grobschill und Grobsand; f = unsortierte, grobe, marine Konglomerate mit Ostrea; g = Fein- bis Mittelsand mit Einlagerungen von Grobschill,
a' = altpleistozänes, marines Basiskonglomerat; b' = Grobsande, Mittelsande; c' = Konglomerate; d' = Mittelsand mit Chlamyslagen; e' = Grobsande; f' = Sande mit Chlamyslagen; g' = kreuzgeschichtete Sande und Schille; h' = Grobsand, Grobschill mit Strandgeröllen.
2 = Grobschill; 3 = marine Konglomerate; 4 = Fein-Mittelsande; 5 = Fossillagen; 7 = Grundgebirge (Granodiorit).

sion sein Bett stark vertiefte und verbreiterte, kam es dann beim Meereshochstand des Altpleistozän zu Mächtigkeiten bis zu 30 m (Quebr. El Pimiento).

Altpleistozän (Serena I + II)

Nicht nur in den mit Pliozänsedimenten ausgefüllten Buchten, sondern auch nördlich und südlich im Grundgebirge formte das Altpleistozän eine weite, leicht nach W geneigte Terrassenfläche, die von SEGERSTROM (1965, S. 491) als „principal terrace" bezeichnet wurde und sehr landschaftsbeherrschend ist. Durch zahlreiche Fossilfunde kann ihre Entstehung in das Altpleistozän gestellt werden.

Eine Reihe von über dieser Terrassenfläche aufsteigenden, kleineren Niveaus, von SEGERSTROM (l. c. 1965, S. 491) als „high terraces" bezeichnet, können in ihrer Höhenlage nur sehr bedingt für die Pleistozängliederung herangezogen werden.

So sind die Vorkommen von marinen pleistozänen Strandsedimenten mit reichlich Mollusken auf dem Höhenzug des Morro Copiapo bei 245 m („D" in Fig. 7 bei SEGERSTROM, 1965) sowie südlich bei Pt. 213, tektonisch gehobene Vorkommen, sie liegen auf dem Horstzug.

Ebenso ist die Höhenlage der marinen Abrasionsterrassen mit Strandsedimenten bei Mte. Amargo auf 220 m NN und südlich des Rio Copiapo (Cos. Los Verdes und Cos. La Cruz) zwischen 220 m—260 m NN eine Folge der im Pleistozän fortsetzenden Hebungen entlang NE—SW streichenden Störungen. Eine dieser Störungen verläuft E der Cos. Los Bayos und überquert das Copiapo-Tal bei Mte. Amargo und zieht weiter, E des Co. Punta de Vacas (SEGERSTROM, 1965, S. 491). Hierzu parallele Störungen verlaufen durch die Cos. La Cruz sowie W der Cos. Los Verdes, so daß hier die ursprünglich einheitlichen jungpliozänen und altpleistozänen Terrassen zerstückelt und unterschiedlich gehoben wurden. Diese Höhenlagen fallen also für das allgemeine Gliederungsschema der pleistozänen Terrassen aus.

Auf einer kleineren Terrassenstufe bei 208 m (SEGERSTROM in FUENZALIDA et al., 1965, S. 491) wurden keine eindeutigen pleistozänen Fossilien gefunden, so daß sie nicht in das Schema der quartären marinen Abrasionsterrassen eingegliedert werden kann, wie es SEGERSTROM (l. c.) noch versucht; es handelt sich wohl um eine jungpliozäne Bildung, entstanden während der Regression des Pliozänmeeres unter der Beeinflussung von tektonischen Hebungen.

In den tektonisch stabilen Gebieten läßt sich ziemlich gleichmäßig der Höchststand des altpleistozänen Meeresvorstoßes mit 165—180 m angeben; er blieb also unter dem Hochstand des pliozänen Meeres zurück. Eine große, landschaftsformende Terrasse erstreckt sich von dieser Höhe westwärts, seewärts mit einer Neigung von 0,6—1% bis ca. 70 m über heutigem NN. In der Pampa de la Higuera erreicht sie eine Breite von über 16 km, selbst N Playa Ramada ist sie im Grundgebirge noch über 4 km breit. An ihrer Obergrenze wird diese Terrasse von einem 10—30 m hohen Kliff begrenzt, das in den Buchten E Caldera und E Bahia Inglesa in pliozänen, marinen Lokkersedimenten ausgebildet wurde; in der weiten Mündungsbucht des Rio Copiapo bei Maria Isabel und Mte. Amargo ist das Kliff in fluviatilen Schottern eingeschnitten. Im Grundgebirge ist es als deutlicher Geländeknick erkennbar.

Die erste Anlage dieser Terrasse erfolgt bereits durch die erosive Wirkung während der Regression des Pliozänmeeres, die altpleistozänen Meeresvorstöße ebneten sie vollends ein.

An der Bildung dieser breiten Terrasse ist sowohl der Vorstoß der Serena-I-Stufe als auch die Ingression der Serena-II-Stufe beteiligt. Der jüngere Vorstoß formte kein neues Kliff. So ist die Unterscheidung der beiden Ingressionen sehr erschwert und läßt sich meist nur an einer Änderung des Strandlinien-Verlaufs erkennen.

Die ganze Abrasionsfläche ist überdeckt mit nur sehr geringmächtigen (1—5 m) Lockersedimenten Grobsande, Schalenschill, Konglomerate). Nur vereinzelt überragen Klippengruppen aus Grundgebirge das allgemeine Terrassen-Niveau um 3—15 m. Die Lokkersedimente wurden während der letzten Phase, während des Rückzuges des altpleistozänen Meeres als Litoralsedimente angelagert.

Die Verteilung der verschiedenen Sedimenttypen und damit der unterschiedlichen Fossilgemeinschaften steht in direkter Abhängigkeit von der morphologischen Gliederung der altpleistozänen Küste: Vereinfacht lassen sich unterscheiden:

1. Felsenküste mit Grobsedimenten (Blöcke, Konglomerate, Grobsande (Schalenschill);

2. Buchten mit Strandsedimenten (Grobsande, Feinsande, Muschelpflaster).

Zu 1.: Dieser Faziesbereich ist besonders nördlich Caldera auf den Felsenriegeln, die die Playa Ramada nach N und S begrenzen, ferner auf dem Llano de la Hormiga, Barranquilla und La Piña verbreitet. Zwischen den zahlreichen Inseln, Halbinseln und Klippen wurden in Taschen, Spalten oder in kleinsten Buchten, an Mächtigkeit starkwechselnde Grobsande, Konglomerate und reichlich grober Schalenschill abgelagert.

Die Faunenanalysen (Schillanalysen) zeigten, daß das Schalenmaterial aus 2 Biozönosen stammt:

a) angeheftete, sessile Organismen der Felsenbiotope: *Balanus- Concholepas- Fissurella- Scurria- Calyptraea*-Gemeinschaft;

b) freibewegliche Organismen, die im Grobsand und -schill zwischen den Felsen leben: *Turritella- Tegula- Brachidontes- Protothaca*-Gemeinschaft.

Beide Gemeinschaften sind eng miteinander verknüpft und stark gemischt. Neben einer starken lateralen Verfrachtung kann noch ein Antransport von Schalen aus tieferen Biotopen beobachtet werden.

Zu 2.: In den großen Buchten, wo die Transgression auf Pliozän weit landeinwärts erfolgte, wurden reine Regressionssedimente, Strandbildungen des zurückgehenden Meeres nach dem Meereshochstand ab-

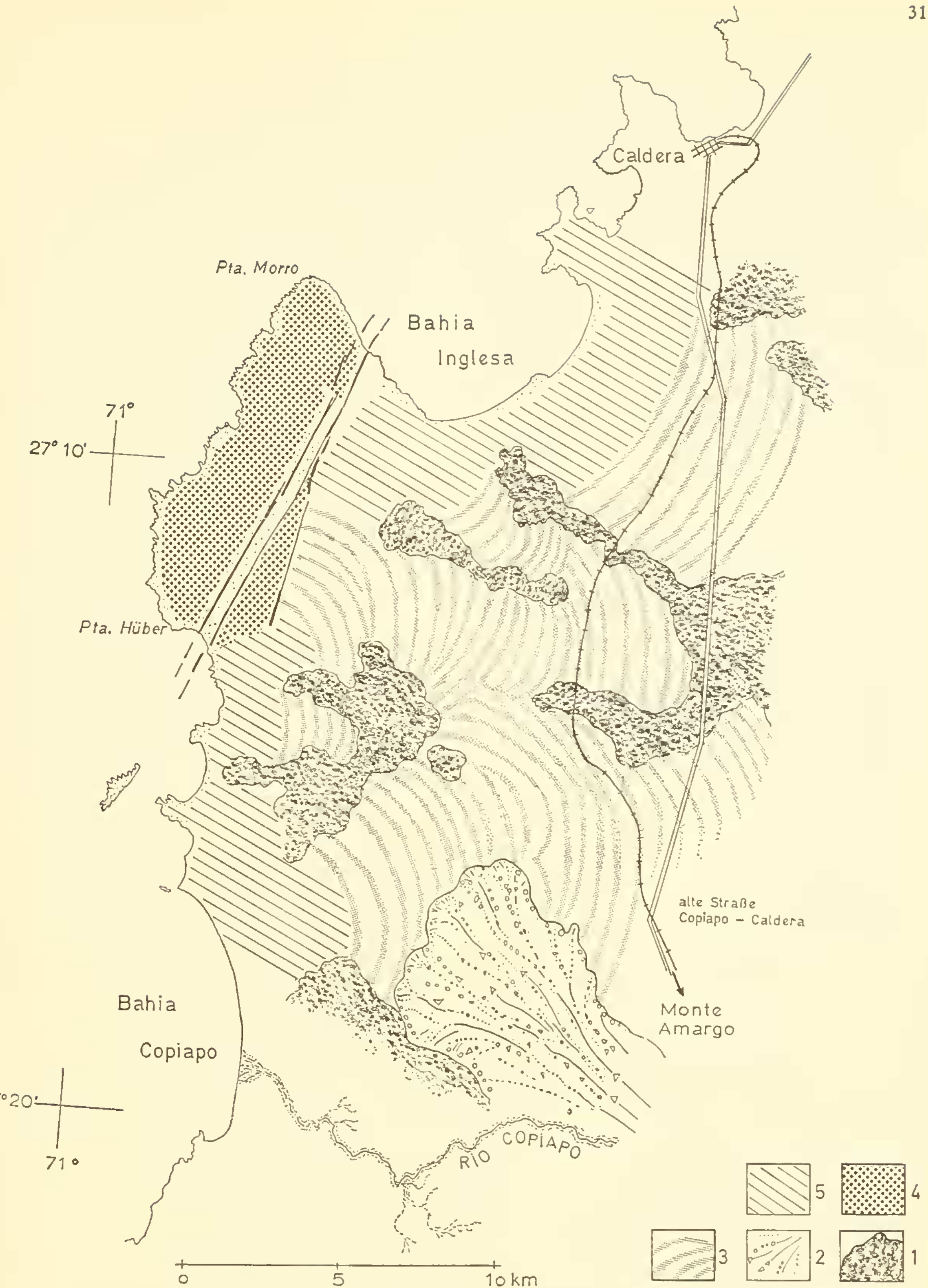


Abb. 15: Die Aufgliederung der Küste und die Rückzugsbewegungen des Meeres während des Altpleistozän (Serena I+II) zwischen Caldera und Rio Copiapo; (Kartenskizze nach Geländeaufnahmen und Luftbildern).

1 = Grundgebirge, durch die altpleistozänen Ingressionen eingeebnet, Halbinseln und Inseln bildend; 2 = Schlammstromartiger Schuttkegel aus dem Tal des Rio Copiapo, altpleistozäne, marine Regressionssedimente überdeckend; 3 = Altpleistozäne Strandwälle, den Verlauf der Buchten nachzeichnend; 4 = Hebungsgebiet im Pleistozän (Horstzug des Morro de Copiapo) mit eigenen Terrassen-Bildungen; 5 = Gebiete, die durch mittelpleistozäne oder jüngere Ingressionen überflutet wurden (unter + 60 m NN; Altpleistozän erodiert).

gelagert. Über einer unregelmäßigen und meist stark von lithophagen Organismen zerbohrten Erosionsfläche im Pliozän legt sich eine grobe Lage mit aufgearbeiteten Blöcken des Untergrundes, darüber folgen bis zu 5 m mächtige, 5°—15° seewärts schräggeschüttete Grobsande, Mittelsande mit reichlich Schalenschutt, zahlreichen Strandgeröllen und vereinzelten Feinkieslagen. Die Oberfläche wird aus parallelen bis 1,5 m hohen alten Strandwällen gebildet.

Bei der faunistischen Untersuchung dieser Sedimente ergab sich die Notwendigkeit einer morphologischen Gliederung der großen Bucht von Caldera bis zur Bahia de Copiapo. Eine Rekonstruktion der alten Strandwälle (an Hand von Luftbildern und Geländekartierungen) ermöglichte es, die Aufgliederung der Küste zu rekonstruieren und die Rückzugsrichtungen des Meeres während der altpleistozänen Regressionsphase zu verfolgen (Abb. 15).

Nur während des Höchststandes und bei der anschließenden Regression bis zu einem Niveau von 120 m über heutigem NN stand die Bahia Inglesa in Verbindung mit der Bahia de Copiapo; der Morro de Copiapo war eine Insel; mit dem Fallen des Meeresspiegels unter 120 m NN schob sich eine Felsrippe (Alto del Fraile), verlängert durch Strandnehrungen von E her vor und trennte die Bahia Inglesa von der Bahia de Copiapo. Der Morro de Copiapo war also schon zu dieser Zeit eine Halbinsel.

In der Bucht südlich des Riegels Alto de Fraile bis zum Höhenzug Loma del Pajaro schob sich von E mit fortschreitender Regression eine mehrfach gegliederte Halbinsel vom Alto del Eucalypto westwärts vor und unterteilte die Bucht in eine Vielzahl von kleineren Buchten.

Als Gesamtbild ergibt sich also eine in Teilbuchten aufgegliederte Bucht, unterbrochen durch herausragende, flache, von der Abrasion eingeebnete Grundgebirgsrücken mit kleinen aufgesetzten Klippen.

Die Verteilung der Fossilgemeinschaften in diesen Gebieten steht in unmittelbarer Relation zur Größe der Buchten. Die Faunenanalysen ergaben folgende Resultate:

a) In den kleinen Buchten (schmäler als 3 km) findet sich eine *Mulinia-Turritella*-Gemeinschaft. Dabei ist die Turritella-Vormacht gebunden an die, die Bucht begrenzenden Felsenvorsprünge und an die geröllreichen Zonen in der Nähe der Felsenrücken, zieht sich aber durch Verfrachtung einige hundert Meter in die reine Sandfazies hinein.

   Beispiel: Quebrada Blanca, Ausgang der Quebr. Coralillo, 90 m Terrasse: (Fossilliste in der Reihenfolge der Häufigkeit):

   Mulinia div. sp.
   Turritella cingulata
   Eurhomalea rufa
   Eurhomalea lenticularis
   Protothaca thaca
   Oliva peruviana
   Semele elliptica
   Chlamys purpurata
   Nucella crassilabrum ssp.
   Brachidontes purpuratus
   Balanus-Schutt
   Nassarius gayi
   Diplodonta inconspicua
   Concholepas concholepas
   Calyptraea trochiformis

b) In den größeren Buchten (breiter als 4 km) mit langen, nicht unterbrochenen Sandstränden zeigt sich eine ausgesprochene *Mesodesma*-Vormacht.

   Beispiel: Bahia Inglesa, 110 m Terrasse; km 72 der Wasserleitung nach Caldera, entlang der alten Straße Copiapo-Caldera.

   Mesodesma donacium
   Chlamys purpurata
   Turritella cingulata
   Protothaca thaca
   Eurhomalea rufa
   Eurhomalea lenticularis
   Semele elliptica
   Tagelus dombei
   Mulinia div. sp.
   Oliva peruviana
   Argobuccinum sp.
   Balanus-Schutt
   Crepidula sp.
   Crucibulum spinosum
   Concholepas concholepas

Die Verfrachtung der Faunenelemente aus den felsigen Biotopen der südlichen Buchtenbegrenzungen in die Sandfazies hinein erfolgte weiter (über 1000 m) als die Beeinflussung von der nördlich der Buchten gelegenen Felsenbiotopen mit nur maximal 400 m. Dies läßt auf eine deutliche S-N-Strömung in den großen Buchten, entsprechend den rezenten Verhältnissen, schließen.

Beispiel: Nordende Bahia Inglesa, 130 m Terrasse, an der Carr. Panamericana; 350 m südlich ehemaliger felsiger Grundgebirgs-Halbinsel.
Die Faunenzusammensetzung zeigt die große *Mesodesma*-Vormacht neben der starken Beeinflussung durch die von N her eingeschwemmten Elemente der felsigen Biotope.

Mesodesma donacium	19 %
Balanus-Schutt	16 %
Mulinia div. sp.	11 %
Oliva peruviana	9 %
Protothaca thaca	7 %
Eurhomalea rufa	5 %
Eurhomalea lenticularis	3 %
Turritella cingulata	4 %
Chlamys purpurata	3 %
Tegula ater	2 %
Tegula luctuosa	1 %
Xanthochorus cassidiformis	2 %
Semele elliptica	2 %
Tagelus dombeii	2 %
Crepidula sp.	1 %
Argobuccinum sp.	1 %
Calyptraea trochiformis	1 %
Crucibulum spinosum	unter 1 %
Natica uber	unter 1 %
Ensis macha	unter 1 %
Prisogaster niger	unter 1 %
et al.	

c) Eine Sonderstellung nehmen die Profile der altpleistozänen Sedimente entlang des Rio Copiapo ein. Hier erreichen sie Mächtigkeiten bis über 30 m. Über Transgressionslagen sind Ablagerungen des Höchststandes mit *Protothaca*-Assoziationen und *Chlamys*-Assoziationen in Lebendstellung erhalten geblieben. Die obersten 3—5 m sind reine Regressionssedimente mit Mischfossilgemeinschaften (vgl. Profil Abb. 14, A).

Mittelpleistozän

Vor der breiten, altpleistozänen Terrasse breitet sich durch ein 30—35 m hohes Kliff abgesetzt, eine jüngere Terrasse aus, deren Oberkante bei 35—40 m über NN liegt. Sie ist ebenfalls nach W geneigt, meist sehr schmal und erreicht nur in der Bahia Inglesa eine Breite von 1,5 km. Entlang der Felsenküste ist dieses Niveau in der auffallenden gleichmäßigen Höhe der Felsklippen bei 40 m, als Abrasionsterrassenreste erkennbar. So stellt z. B. die Isla Grande mit ihrer Einebnung bei 40 m einen Rest dieser Terrasse dar. Der Felsriegel zwischen Caleta Calderillo und Bahia Inglesa war im Mittelpleistozän noch überflutet und wurde zu einer Abrasionsterrasse eingeebnet. Der Felszug der Punta Caldera (Pkt. 66) wurde nicht mehr überspült, die Caleta Caldera war also schon von der Bahia Inglesa getrennt.

Eine Untergliederung der mittelpleistozänen Ingressionen in zwei getrennte Folgen, in Herradura I und Herradura II ist hier sehr erschwert. Im allgemeinen ist die bei 40 m beginnende Terrasse ohne Unterbrechung bis 10—12 m NN geneigt. Die tieferen Teile dieser Terrasse dürften wohl bereits eine Bildung der Herradura-II-Stufe sein, ohne daß diese jüngeren Bildungen durch ein Kliff von der älteren Folge (Herradura I) abgesetzt sind.

Nur entlang der buchtenreichen Küste N La Piña zeigt sich auf der allgemeinen Abrasionsfläche ein Geländeknick bei 20—25 m. (Abb. 16). Neben einem Oberkantenniveau der Grundgebirgsklippen bei 40—45 m kann eine weitere Nivellierung der Klippen bei 20 m ausgeschieden werden.

Sowohl der schwache Geländeknick bei 25 m als die gleichmäßige Einebnung der Klippen weisen auf einen zweiten, neuerlichen mittelpleistozänen Meeresvorstoß hin.

Diese Formen und Sedimente dürften ebenso wie die ausgeprägte Plattform in 16—18 m über NN, die bei Puerto Viejo über dem heutigen Küstenabfall folgt (vergl. Segerstrom, 1965, S. 492) dem Herradura-II-Zyklus zugeschrieben werden.

Die Küste des Mittelpleistozän unterschied sich in ihrer Morphologie nicht wesentlich von der heutigen Küstenform. Buchten waren unterbrochen von klippenreichen Felsvorsprüngen. An Sedimenten hinterließen die mittelpleistozänen Ingressionen auf den in Pliozänsedimenten eingeebneten Abrasionsflächen nur geringmächtige (1—3 m) schräggeschüttete Regressionsbildungen. Anteile von Grobsand, Geröllen, Schalenschutt hängen ebenso wie die Zusammensetzung der Fossilgemeinschaften von der Lage innerhalb der Buchten bzw. von der Entfernung zu den begrenzenden felsigen Küstenteilen ab. Die Fossilgemeinschaften sind stark gemischt aus den Biotopen

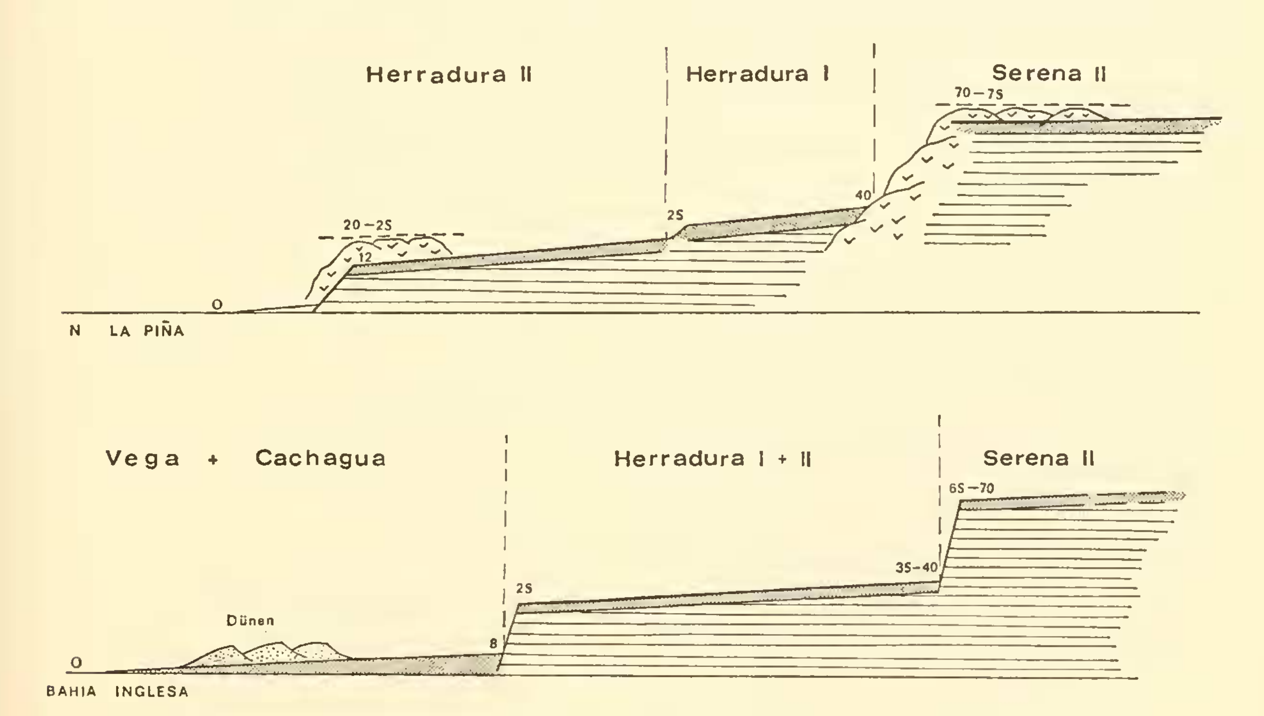


Abb. 16: Vergleich der mittelpleistozänen Bildungen nördlich Caldera (La Piña) und südlich Caldera (Bahia Inglesa); v = Grundgebirge; waagrecht schraffiert = pliozäne Sedimente; punktiert = pleistozäne Regressionssedimente.

der Felsenküste, den Biozönosen der die Felsen umgebenden Geröllfluren und aus Vertretern der reinen Litoralsand-Gemeinschaften.

Beispiele:

1. Südende Bahia Inglesa, 35 m Terrasse. Sediment: Grobes Blockwerk, meist aufgearbeitete Pliozänsandsteine, Gerölle, grober Schalenschutt, die Sandfraktionen treten stark zurück; 1,5 m mächtig.

   Fauna:

Argobuccinum div. sp.	26 %
Turritella cingulata	19 %
Semele elliptica	13 %
Balanus-Schutt	8 %
Calyptraea trochiformis	5 %
Oliva peruviana	4 %
Xanthochorus cassidiformis	4 %
Protothaca thaca	3 %
Crepidula sp.	3 %
Chlamys purpurata	2 %
Tegula atra	2 %
Chama pellucida	2 %
Tagelus dombeii	2 %
Prisogaster niger	1 %
Transennella pannosa	unter 1 %
et al.	

   Im Schutz der vorspringenden Felsenspitze Punta de Morro konnte sich bei geringer Sedimentationsrate auf dem groben Blockwerk und den Grobschillen bei guter Frischwasser-Versorgung eine reiche *Argobuccinum-Turritella-Semele* Assoziation entwickeln. Von den felsigen Biotopen der westlichen Felsenküste wurden sessile Organismen eingeschwemmt.

2. Bahia Inglesa, 30 m Terrasse; 1300 m nördlich mittlerer Felsrippe (siehe Abb. 17).
   Sediment: Über einer von *Pholas chilensis* angebohrten Abrasionsfläche eine Ausreicherung von angebohrten Blöcken des Untergrundes mit Schalenschutt (a); Grobsande und Schill in Kreuzschichtung, Schalen in Nestern angereichert (b); Schill und Grobsand mit zunehmend Strandgeröllen, seewärtige Schrägschüttung (c).
   Fauna (aus a, b, c gemittelt):

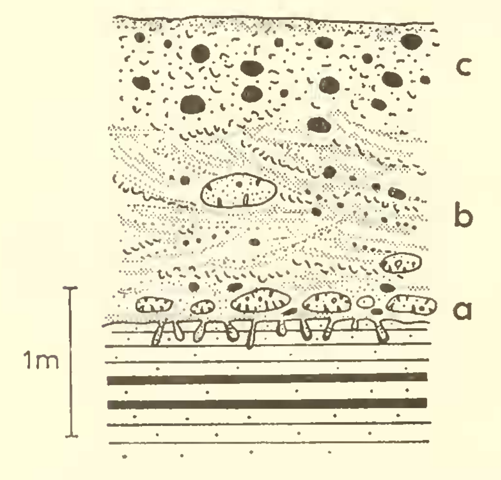


Abb. 17: Mittelpleistozäne Regressionssedimente; Bahia Inglesa, 30 m Terrasse. (Erläuterungen im Text).

Chlamys purpurata	26 %
Mesodesma donacium	7 %
Crepidula div. sp.	6 %
Argobuccinum sp.	5 %
Mulinia div. sp.	3 %
Oliva peruviana	3 %
Protothaca thaca	3 %
Semele elliptica	2 %
Eurhomalea lenticularis	2 %
Turritella cingulata	2 %
Tagelus dombeii	3 %
Calyptraea trochiformis	3 %
Choromytilus chorus	2 %
Xanthochorus cassidiformis	2 %
Tegula luctuosa	2 %
Tegula atra	1 %
Nucella div. ssp.	2 %
Nassarius gayi	1 %
Balanus-Schutt	unter 1 %
Sinum ovatum	unter 1 %
Concholepas concholepas	unter 1 %
et al.	

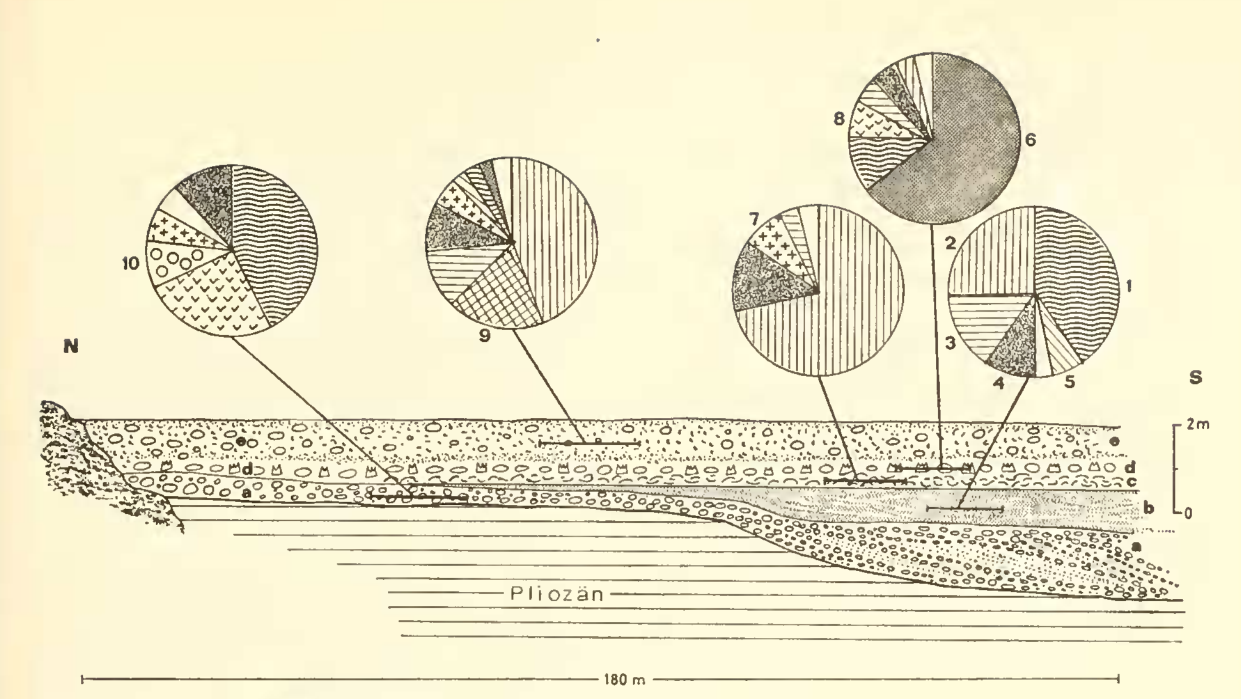
   Entsprechend der Lage im Innern einer weiten Bucht herrschten hier die Elemente des reinen Sandstrandes vor (*Chlamys-Mesodema*-Vormacht); daneben wurden aber noch zahlreiche Vertreter der felsigen Biotope von S antransportiert.
   Im Profil zeigt sich eine Anreicherung von *Chlamys purpurata* mit 29 % (meist doppelklappige, geschlossene Exemplare) in den obersten Lagen des Profils (c), d. h. in den unmittelbaren Regressionssedimenten gegenüber nur 16 % in der Basallage (a).

3. N Caldera, C. Panamericana im Aufstieg zur 40 m Terrasse, 1800 m nördlich Kontrollpunkt Carabineros (Abb. 18).
   Die Sedimente wurden hier am Nordrand einer 4 km breiten Bucht und am S—SE Rand einer kleinen Grundgebirgsinsel, die im Mittelpleistozän als Abrasionsterrasse überspült wurde, abgelagert.
   Dieser Aufschluß zeigt die dominierende Abhängigkeit der Zusammensetzung der Fossilgemeinschaften vom Untergrund. Für die autochthonen Faunengemeinschaften ist der bestimmende Faktor die Korngröße des Sedimentes (Geröll-Grobsand-Feinsand), die in direkter Abhängigkeit von den Strömungsverhältnissen steht. Die allochthonen Elemente entstammen den Biozönosen der Felseninsel sowie der Sandfazies der sich nördlich anschließenden Bucht.
   Sedimenttypen mit den beherrschenden autochthonen Faunenelementen:

   a) Gerölle mit Grobsand:
      Turritella-Protothaca-Vormacht mit sehr vielen allochthonen Gastropoden der felsigen Biotope wie z. B.
      Fissurella microtrema
      Concholepas concholepas
      Calyptraea trochiformis
      Tegula atra
      Prisogaster niger
      et al.

   b) Grobsand mit vereinzelten Geröllen:
      Turritella-Vormacht mit
      Tagelus dombeii
      Mesodesma donacium
      Mulinia div. sp.
      Zurücktreten der allochthonen Komponente.

   c) Grobsande mit Grobschill (Muschelpflaster), Ausschwemmungshorizont:
      Mesodesma-Vormacht mit



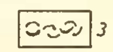
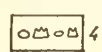
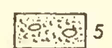
 1  2  3  4 5

Abb. 18: Mittelpleistozäne Sedimentation am N-Ende einer 4 km breiten Bucht, unmittelbar südlich einer Grundgebirgsinsel; Verteilung der Fossilgemeinschaften und Sedimenttypen; 1800 m N Caldera, Einschnitt der Carretera Panamericana.
Sedimente: 1 = Gerölle, Grobsand, Grobschill, die Basis über dem Pliozän bildend; 2 = Grob- bis Mittelsand; 3 = Grobsand mit Grobschill und Schalenpflaster; 4 = Geröll-Lagen mit Grobschill (Balaniden); 5 = Strandsedimente: Grobsande, Schill und Gerölle;
Zusammensetzung der Fossilgemeinschaften: Anteilsprozente der wichtigsten Arten (gemittelt aus 8 Auszählungen): 1 = *Turritella cingulata;* 2 = *Mesodesma donacium;* 3 = *Mulinia* sp.; 4 = *Protothaca thaca;* 5 = *Tagelus dombeii;* 6 = *Balanus* div. sp.; 7 = *Eurhomalea rufa, Eu. lenticularis;* 8 = *Tegula atra, T. luctuosa;* 9 = *Semele* sp.; 10 = *Fissurella, Concholepas;* weiß = Übrige.

Protothaca thaca
Eurhomalea lenticularis
Glycymeris ovata
Mulinia div. sp.
zahlreiche allochthone Gastropoden der felsigen Biotope.

d) Balaniden-Schill mit Geröllen:
Balanus auf Geröllen
Turritella cingulata
Tegula atra
Prisogaster niger
Protothaca thaca
Semele elliptica
Crepidula sp.

e) Strandsand mit Grobschill und Strandgeröllen:
Misch-Fossil-Gemeinschaft des Regressionsstrandes:
Mesodesma-Vormacht mit
Semele elliptica
Mulinia div. sp.
Turritella cingulata
Oliva peruviana
Tegula luctuosa
Prisogaster niger
Tagelus dombeii
Chlamys purpurata
Transennella pannosa
Diplodonta inconspicua
et al.

Jungpleistozän und Holozän

Spuren dieser jüngsten Ingressionen und der holozänen Regression sind nur sehr untergeordnet erhalten geblieben. In der Bahia Inglesa wird die mittelpleistozäne Terrasse durch ein 12—15 m hohes Kliff abgeschnitten. Am Fuß dieses Kliffs beginnt bei 8—10 m eine alte Strandfläche, die sich bis zur heutigen Wasserlinie erstreckt. Auf dieser Fläche finden sich, z. T. von rezenten Dünen verhüllt, Regressionssedimente, die der Cachagua und Vega-Regression zuzuordnen sind (Abb. 16).

2.1.4 Quebrada Chañaral de Azeitunas

(Benutzte topographische Unterlagen: Carta preliminar, 1 : 250 000, Nr. 2971 — La Serena; Luftbilder: HYCON Comp. [1956], Nrs: 25540—25545; 25243—25253)

Zwischen 29° und 29°30′ s. Br. treten neogene Sedimente in größerer zusammenhängender Ausdehnung auf. Zwischen der Mündung der Quebrada Chañaral — ca. 60 km WSW von Domeyko — bis südwärts nach Choros Bajos, nahe der Mündung der Quebrada de los Choros lagern Neogensedimente dem Grundgebirge auf, und die Küstenlandschaft wird bis 20 km landeinwärts durch pleistozäne, marine Terrassen geprägt.

Für die Sedimente des Pliozän ist eine nördlichere Bucht zwischen der Quebrada Chañaral, die in die Bahia Carrizal (29°5′ s. Br.) mündet, und der Quebrada Carrizalillo zu unterscheiden von einer südlicheren Bucht bei Choros Bajos, die von Totoral im N bis zur Punta Mar Brava (29° 20′ s. Br.) reicht, südwärts herrscht wieder Steilküste des Cordon de las Carmelitas.

Zwischen beiden Teilbuchten mit Neogensedimenten, die gebunden sind an die Mündungen altangelegter Flußtäler mit großem Einzugsgebiet, erhebt sich eine breite Abrasionsterrasse aus Grundgebirge, die im Pliozän angelegt und im Pleistozän nachgeformt wurde und ihre heutige Form erhielt. Sie wird im nördlichen Teil als Llanos de Carrizalillo, im südlichen Teil als C°. de las Ventanas bezeichnet.

Die tiefeingeschnittenen Täler der Quebrada Chañaral de Azeitunas — in ihr liegt ca. 6 km vor der Mündung die Oasenortschaft Chañaral de Azeitunas — und der Quebrada Carrizalillo schließen die Sedimentfolgen ebenso gut auf wie das Trockental der Quebrada Chiquero del Buitre.

Pliozän

Das Pliozänmeer transgredierte auf eine mit Klippen und Inseln reich gegliederte Küste. Entsprechend sind die Sedimente unzusammenhängend und faziell stark differenziert. Neben Zonen, in denen Konglomerate oder grobes Blockwerk direkt dem Grundgebirge aufliegen, finden sich Gebiete, in denen Grobsand oder Grobschill die Basis bilden; wechselnde Schüttungsrichtungen, Schräg- und Kreuzschichtungen beherrschen das sedimentologische Bild.

Im Umkreis kleiner Inseln und Klippen bildete sich auf engstem Raum eine Verzahnung verschiedener Sedimenttypen mit stark wechselnden Fossilgemeinschaften.

Beispiel: Quebrada Chañaral de Azeitunas, ca. 2,5 km SW Ortschaft.

Ausschnitt aus einem Klippenfeld; landseitiger Teil; durch einen Klippensaum vor der starken Brandung geschützt (Abb. 19).

Sedimenttypen und Faunengemeinschaften:

(Die Faunenangaben beziehen sich auf die autochthonen Elemente, die nach der analytischen Methode (vgl. 4. 2.) ermittelt wurden; die Symbole der Abb. 19 geben jeweils das häufigste Fossil pro Meßstrecke an; die Meßstrecken sind von unterschiedlicher Länge.)

Sediment III: Grobes Blockwerk bis 3 m ∅; unsortierte Konglomerate mit vorwiegend schlecht gerundeten Komponenten; Grobsande, Grobschille, undeutliche Schrägschüttung, im allgemeinen wirre Lagerung. Diese Sedimente lagern unmittelbar dem sehr unregelmäßigen Untergrund auf und füllen die zahlreichen Mulden und Kleinbecken zwischen den Kliffen aus.

Fauna:

Ostrea (Crassostrea) maxima
Ostrea (Ostrea) transitoria
Anomia alternans

Diese fixosessilen Elemente sind auf den kleinen Erhebungen des Untergrundes direkt aufgewachsen oder verkitten durch ihre Koloniebildung Blöcke und Grobkonglomerate. Diese Bänke waren der ständigen Zerstörung durch die Brandung ausgesetzt, ein Teil der zerstörten Schalen wurde von anderen Individuen überwachsen und verfestigt.

Concholepas nodosa
Balanus div. sp.
Magellania sp.,

meist angereichert im groben Blockwerk in unmittelbarer Nachbarschaft der *Ostrea*-Bänke. Das Blockwerk bot ebenso wie das zerklüftete Grundgebirge ein reiches Nischen- und Hohlraumsystem für geschützte Standorte.

Chlamys simpsoni
Chlamys vidali
Chlamys calderensis
Chorus blainvillei blainvillei
Chorus blainvillei nodosus
Chorus doliaris
Nucella (Acanthinucella) philippii
Turritella cingulatiformis,

diese vagilen Formen sind im groben Schill, besonders in den Mulden zwischen den Klippen sehr häufig.

Dieser Biotop war durch turbulente Brandungs-Strömungen gekennzeichnet. Sehr ungleiche Korngrößenverteilung mit einem Überwiegen der groben Komponenten, ständige starke Sedimentumwälzung, zeitweise starke Schüttungen und starker Sedimentabtrag verhinderten die Ansiedlung einer reichen Infauna.

Sediment II: Grobschill, geringer Mittel- und Feinsandgehalt; lagenweise Gerölle und vereinzelte Blöcke; Schräg- und Kreuzschichtung.

Fauna:

Turritella cingulatiformis, Dominantform,
Gehäuse meist bereits prämortal stark abgerollt.
Chlamys vidali, in abnehmender Anzahl
gegenüber der liegenden Einheit;
Chionopsis petitiana,
Dosinia ponderosa,
Protothaca antiqua antiqua, in zunehmender
Anzahl dem Hangenden der Einheit zu.

Durch Überschütten der Grundgebirgsinseln und dem Ausbleiben von Blockwerk fehlte die Anheftungsmöglichkeit für eine sessile Epifauna.

Erst mit zunehmender Verringerung der Wasserbewegung und der Sedimentumwälzung wurde die Voraussetzung für die Besiedlung mit einer grabenden Infauna geschaffen.

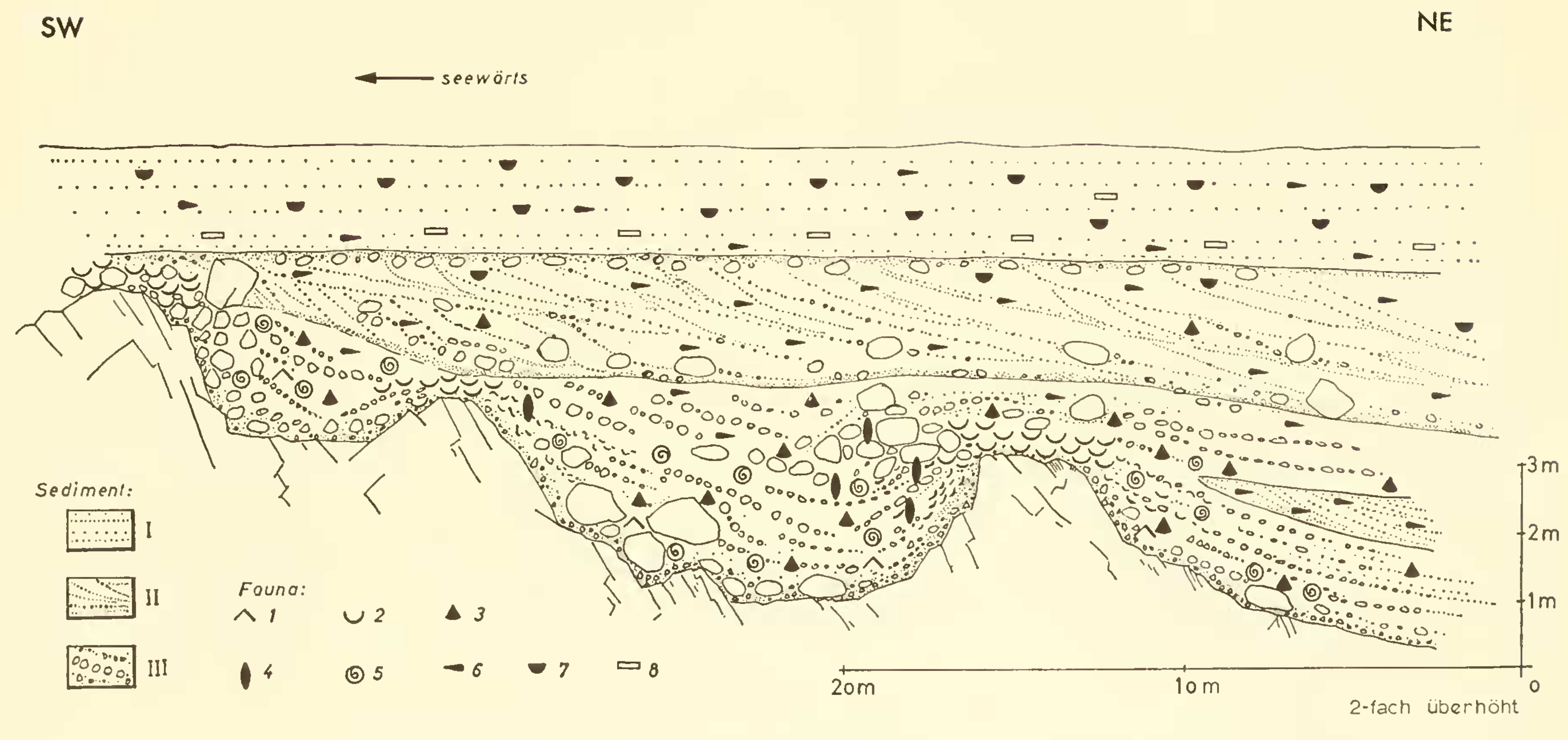


Abb. 19: Verteilung der Sedimenttypen und Fossilgemeinschaften in einem Klippenfeld; tiefere Pliozänserie; Quebrada Chañaral de Azeitunas.
1 = *Concholepas nodosa;* 2 = *Ostrea* div. sp.; 3 = *Chlamys* div. sp.; 4 = *Magellania* sp.; 5 = *Chorus* div. sp.; 6 = *Turritella cingulatiformis;* 7 = Veneriden (*Chionopsis, Protothaca, Dosinia*); 8 = *Ensis macha;*
Sedimenttypen siehe Erläuterungen im Text (S. 36).

Sediment I: Grob- bis Mittelsand in Wechsellagerung mit Grobschill, schwache Schrägschüttung, Abnahme der Schillkomponente und Zunahme der Sandkomponente gegenüber der Einheit II.

Fauna:
Ensis macha, doppelklappig, lagenweise angereichert, ausgespült;
Tagelus dombeii,
Dosinia ponderosa,
Chionopsis petitiana,
akzessorische Elemente:
Chorus blainvillei blainvillei
Turritella cingulatiformis
Chlamys vidali.

Die Änderung der Morphologie, hier das Überschütten von Grundgebirgsinseln, beeinflußt den Lebensraum bestimmenden Faktor, die Intensität der Wasserbewegung und bewirkt damit durch die Änderung der Sedimentationsrate und der Korngröße des Sediments den Umbau der Biozönosen von einer reinen Epifauna mit äußerst stenotopischen Formen zu einer grabenden Infauna.

Mit zunehmender Transgression des Meeres erfolgt in der sich erweiternden Bucht eine vorherrschende Sedimentation von Mittelsanden in Wechsellagerung mit Schillen. Von den die Bucht begrenzenden Hochflächen im Abrasionsniveau wurde Schalenschutt in starker Schrägschüttung (5—18°) in wechselnder Richtung in die tieferen Teile der Bucht geschüttet und wanderte als langgezogene, rippel-ähnliche Schichtkörper (ähnlich der Bewegung der „Sandriffe", wie sie Reineck, 1963, S. 14, beschreibt) in die Buchten und kamen in Wechsellagerung mit Mittelsanden zur Ablagerung. Einzelne Konglomeratlagen wurden von den Abrasionsflächen und von der Mündung der Quebr. Chañaral eingeschüttet.

Stark schwankende Mächtigkeiten der Bänke (0,10 bis 3 m), wellige Schichtflächen, Ausfüllungen von Erosionsrinnen und die Innenstruktur der Grobsedimentkörper (Großrippelstrukturen, Reineck, 1963, S. 14) weisen auf eine unruhige, diskontinuierliche Sedimentation unter starken Strömungen hin.

Besonders gut aufgeschlossen ist dieser Sedimenttyp in der Quebrada Chañaral, oberhalb der Ortschaft Chañaral de Azeitunas. In diesem, durch die unruhige Sedimentation im küstennahen Flachwasser gekennzeichneten Faziesbereich kam es zur Ausbildung von sehr typischen Sedimentstrukturen:

Sedimentkörper mit groben Korngrößen und 0,5 bis 3 m Mächtigkeit und mit einer lateralen Ausdehnung bis zu 500 m wanderten relativ schnell über noch mit Wasser gesättigten, hydroplastischen feineren Sedimenten (Mittel- bis Feinsand). Bei dieser raschen Überlagerung formten sich Belastungsmarken (load casts):

Pettijohn & Potter, (1963, S. 145) und Plessmann (1961, S. 523) geben eine Übersicht über die Vielfalt der auftretenden Formen; meistens werden jedoch Belastungsmarken auf die schnelle Überlagerung der liegenden hydroplastischen Lage infolge von raschen Massentransporten durch „turbidity currents" bezogen. Dies schaltet hier in den strandnahen Sedimenten aus, man muß vielmehr an eine rasche Überlagerung der feinerkörnigen Sedimente durch Schille und Gerölllagen durch schnellen Transport bei starken Strömungen an der Küste denken, vergleichbar den „Sandriffen" der Nordsee (Reinecke, 1963, S. 21).

1. Trichterförmige Belastungsmarke (Abb. 20):
   Eine an Grobsand und Grobschill reiche Gerölllage wurde rasch über eine Feinsandlage, die schwache Rippelschichtung zeigt, sedimentiert. Durch Überlastung und plötzliches Entweichen des Wassers in der liegenden Schicht drang das Geröllmaterial unter deutlicher trichterförmiger Einregelung der Komponenten in die untere Schicht ein. Dieses Einsinken erfolgte schon während der Sedimentation der Gerölllage, da immer neues Material in den Trichter nachsank; die nächste überlagernde Schicht aber wieder horizontal verläuft. Das Gefüge der hydroplastischen, unteren Schicht wurde nur in unmittelbarer Nähe des Einbruchtrichters gestört, verbogen und gefältelt.

2. Knollenartige Belastungsmarke (Abb. 21):
   Eine Grobschill-Lage wurde rasch über eine hydroplastische Feinsand-Mittelsandlage sedimentiert. Durch Belastung und rasches Wasserentweichen in der liegenden Schicht drang der Grobschill ein. Die meist länglichen Knollen wurden durch schmale, trichterförmige Röhren mit Grobschill gefüllt. Die auf der Abbildung links oberhalb der Knolle sichtbare trichterförmige Röhre führt zu einer Knolle, die vor der Bildebene lag.

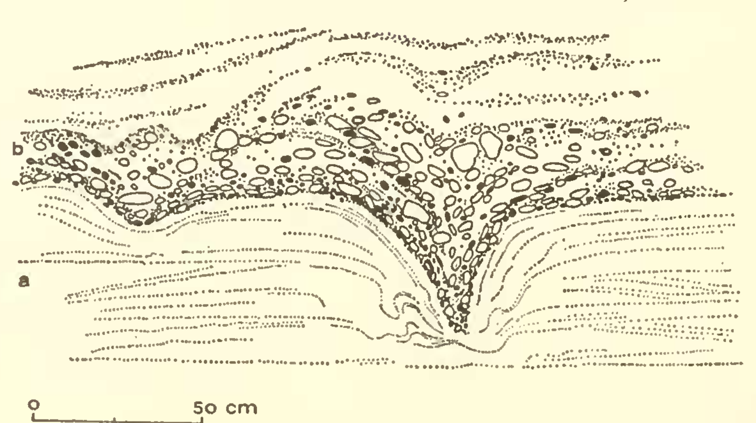


Abb. 20: Trichterförmige Belastungsmarke (Erläuterungen siehe Text).

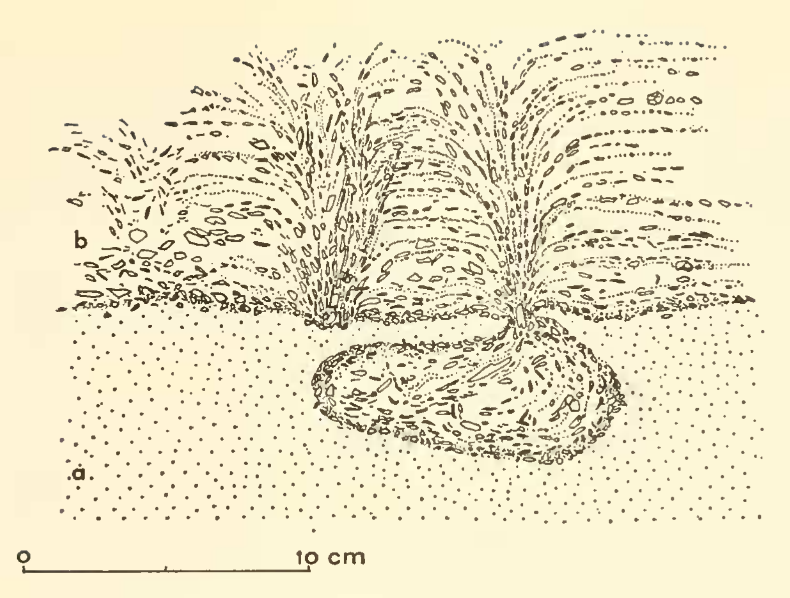


Abb. 21: Knollenartige Belastungsmarke (Erläuterungen siehe Text).

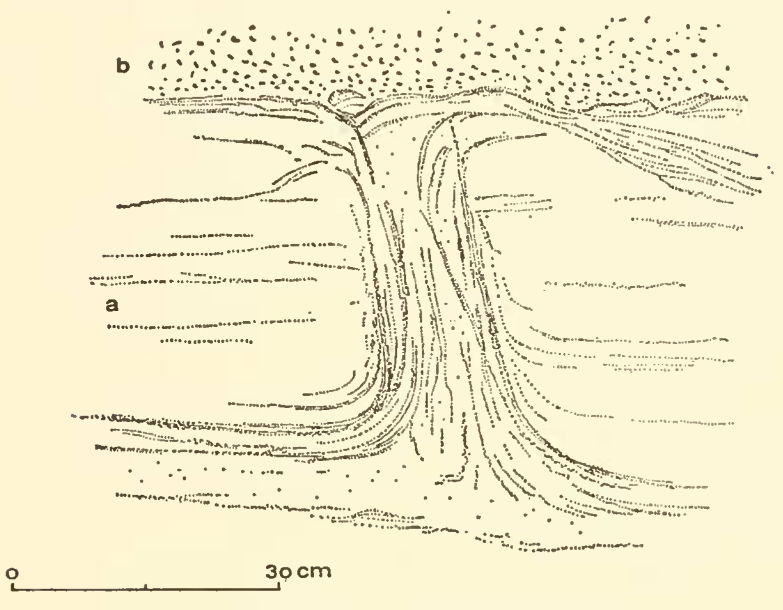


Abb. 22: Entwässerungsschlot (Erläuterungen siehe Text).

Im ungeschichteten Feinsand der liegenden Schicht sind keine Verdrängungsspuren um die Knolle erkennbar.
Derselbe Vorgang der Wasserverdrängung durch rasche Überlastung führt in der gleichen hydroplastischen Schicht in die die Belastungsmarken eindringen, zu Erscheinungen, die als Entwässerungsschlote oder Sandvulkane gedeutet werden (Abb. 22).
Das verdrängte Wasser im liegenden, feinkörnigen Sediment sucht sich seinen Weg nach oben und formt einen Abzugsschlot; dabei wird Sediment mitgerissen und das ehemalige Gefüge zerstört; die eingelagerten länglichen Schalenreste zeigen mit ihrer Einregelung die Form des im Mittel 15 cm breiten und 30 cm langen Schlotes an. An der Oberfläche formte sich durch das ausfließende Wasser und mitgerissene Sediment eine „Überguß-Schichtung". Im Schlot selbst treten Setzungserscheinungen auf. Die von Gill & Kuenen (1958) und Pettijohn & Potter (1964, S. 336, Taf. 114) beschriebenen Sandvulkane zeigen bis in die Einzelheiten große Übereinstimmung.

Diese Sedimentstrukturen treten nicht gehäuft auf, jedoch lassen sich meist in derselben Schicht sowohl Belastungsmarken als auch in unmittelbarer Nachbarschaft Entwässerungsschlote finden. Ein Großteil der Bänke ist frei davon; ein Zeichen, daß nur ein bestimmtes Zusammenwirken von mehreren Faktoren (Sedimentations-Geschwindigkeit der hangenden Grobbank, Wasserführung der Feinbank etc.) zu diesen Erscheinungen führt.

Der beherrschende Faktor in diesem Biotop war die ständige Wanderung der Sedimentkörper, also eine stete Sedimentumschichtung, die für die Organismen

die ständige Gefahr der Verschüttung und die Zerstörung der Gehäuse durch starken Abrieb bedeutete.

Dieser Faziesbereich ist relativ arm an Fauna, nur wenige spezialisierte Formen konnten hier unter extremen Bedingungen überleben:

Chlamys vidali
Chlamys coquimbensis
Dosinia ponderosa (vereinzelt)
Protothaca antiqua antiqua
Chorus blainvillei blainvillei
Chorus blainvillei nodosus
Chorus doliaris
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum
Nucella (Acanthina) crassilabrum calcar
Turritella cingulatiformis
Fusinus remondi
Crepidula sp.
et. al.

In den Intergranularräumen dieses sehr sperrigen Grobschilles herrschte zweifellos ein sehr reges Leben von Kleinorganismen. Erhalten ist uns nur eine sehr artenarme, aber individuenreiche Foraminiferen- und Ostrakodenfauna.

Lagenweise wurde der Grobschill stark zerwühlt, so daß das primäre Großrippengefüge zerstört wurde; z. T. sind Gestaltungswühlgefüge im Sinne Schäfers (1956) noch sehr gut erkennbar:

Polychaeten vom *Lanice*-Typ, die nach Schäfer (1962, S. 307) groben Schill als Wohngrund bevorzugen, bauten 0,7—0,9 cm breite und bis zu 25 cm lange Wohnröhren, deren Wandung mit senkrechtgestellten und schuppig angeordneten, plattigen Schalenbruchstücken austapeziert wurde. Die aus 3—4 Plattenlagen aufgebauten Röhrenschäfte stehen senkrecht in einem Abstand von 0,3—0,6 cm im Sediment und sind im Innern mit einem Stopfgefüge aufgefüllt.

Durch diese auf einige hundert Quadratmeter Fläche beschränkten Ansiedlungen erfuhr das Sediment eine primäre Verfestigung.

In der tieferen Pliozänserie treten ferner, lokal begrenzt und meist an den Strömungsschatten von größeren Inseln gebunden, schluffig-tonige Sedimente auf. Stellenweise kommt es zur Ausbildung von unreinen Diatomiten in Bänken von 3—15 cm Mächtigkeit, die sich jedoch seitwärts rasch mit Sanden und Schillen verzahnen.

Innerhalb der Pliozänserie fand eine deutliche Sedimentationsunterbrechung statt.

In der Quebrada Chañaral de Azeitunas (500 bis 1000 m oberhalb der Mündung) kam es zur Ausbildung von 2 küstenparallelen Barrieren. Nach Johnson (1919, S. 258, 266) bilden sich solche küstenparallele Barrieren an auftauchenden Küsten bzw. weisen auf einen Stillstand oder schwachen Rückgang des Meeres hin.

Die Entstehung solcher Barrieren läßt sich im Querschnitt in der Quebrada Chañaral de Azeitunas gut erläutern (Abb. 23):

Phase I: Nach der Ablagerung der gutgeschichteten Mittelsande (A) trat eine Phase der Erosion auf. 300 m vor einer felsigen Steilküste bildete sich im weichen Sediment durch Erosion eine Steilkante parallel zur Felsensteilküste aus.

Phase II: Dieser Erosionssteilabfall wurde jedoch rasch wieder aufgefüllt mit grobem Material, das seewärts zu rasch in Mittel- und Feinsande übergeht. Am Steilabfall zeigt sich deutlich Überguß- und Schrägschüttung (Sedimentfolge B). Seewärts schalten sich in horizontaler Lagerung schluffigtonige Sedimente ein, es kommt zur lagenweisen Anreicherung von Diatomiten.

Phase III: Es folgte eine Zeit der Sedimentationsunterbrechung und der Ausbildung einer ausgedehnten Abrasionsterrasse im Grundgebirge. Im Abstand von 210 m und 300 m seewärts dieser Abrasionsterrasse werden bis zu 3 m ⌀ Blöcke zu einem küstenparallelen Wall aufgehäuft. Wirbelbildung durch Wellenbrechung erzeugte seewärts der Blockwälle bis zu 2 m tiefe, den Barrieren parallele Rinnen. Die starken Strömungen verhinderten eine Sedimentation zwischen den Einzelblöcken. Die umgebende Sedimentoberfläche wurde zunächst weiter erodiert und überzog sich mit einer 0,5—1,0 cm dicken oxydischen Phosphoritkruste. Selbst die zahlreichen Bohrgänge, die von dieser Oberfläche ausgehen, sind mit dieser harten Kruste ebenso überzogen wie die einzelnen Gerölle. In dieser Lage fand eine Anreicherung von Pinnipedia-Knochen statt.
Alle diese Erscheinungen sprechen für eine Sedimentationsunterbrechung über längere Zeit, die als Folge eines Stillstandes oder leichten Rückganges des Meeres gedeutet wird.

Phase IV: Durch das neuerliche Vorrücken des Meeres werden die reichen Balaniden-Biozönosen auf den ausgedehnten Abrasionsterrassen zerstört und liefern große Schillmassen, die das Relief mit den Wallbarrieren zuschütten und sich zwischen die Blöcke des Walls und auf die Krustenlage legen. In Grob- und Mittelsanden, die dem Hangenden zu rasch feiner werden, schalten sich dünne Lagen von verunreinigten Diatomiten (5 bis 15 cm Mächtigkeit) ein (Sedimentfolge C).

Diese infraformationelle Diskordanz läßt sich weiter landeinwärts entlang der Quebrada Chañaral verfolgen, wo sich über die Krustenlage meist ein grobes Konglomerat mit aufgearbeiteten Blöcken bis zu 2,5 m ⌀ legt. Auf Grundgebirgsrücken und Inseln kommt es lokal zur Ausbildung von *Ostrea*-Bänken, die aber rasch infolge Überschüttung mit Sediment absterben. Auffallend ist die Anreicherung von Pinnipedia-Knochen in diesen Aufarbeitungslagen.

Das Meer des höheren Pliozän griff rasch landeinwärts vor (12 km in der Quebrada Chañaral). Stets war entlang der jeweiligen Küste eine Grobschillfazies vorherrschend. Nur untergeordnet kam es in den offeneren Teilen der Bucht zur Ausbildung einer Mittelsandfazies mit einer *Turritella*-Veneriden-Gemeinschaft.

Bei Carrizalillo finden sich marine Sedimente bis zu 6—7 km landeinwärts. Eine ausgedehnte Grundgebirgsinsel NNE Carizalillo bis zur Quebrada Chiquero del Buitre versperrte das weitere Eindringen, lieferte aber reichlich Gerölle und Grobschill in die angrenzenden Sedimentationsbuchten. Das östlich

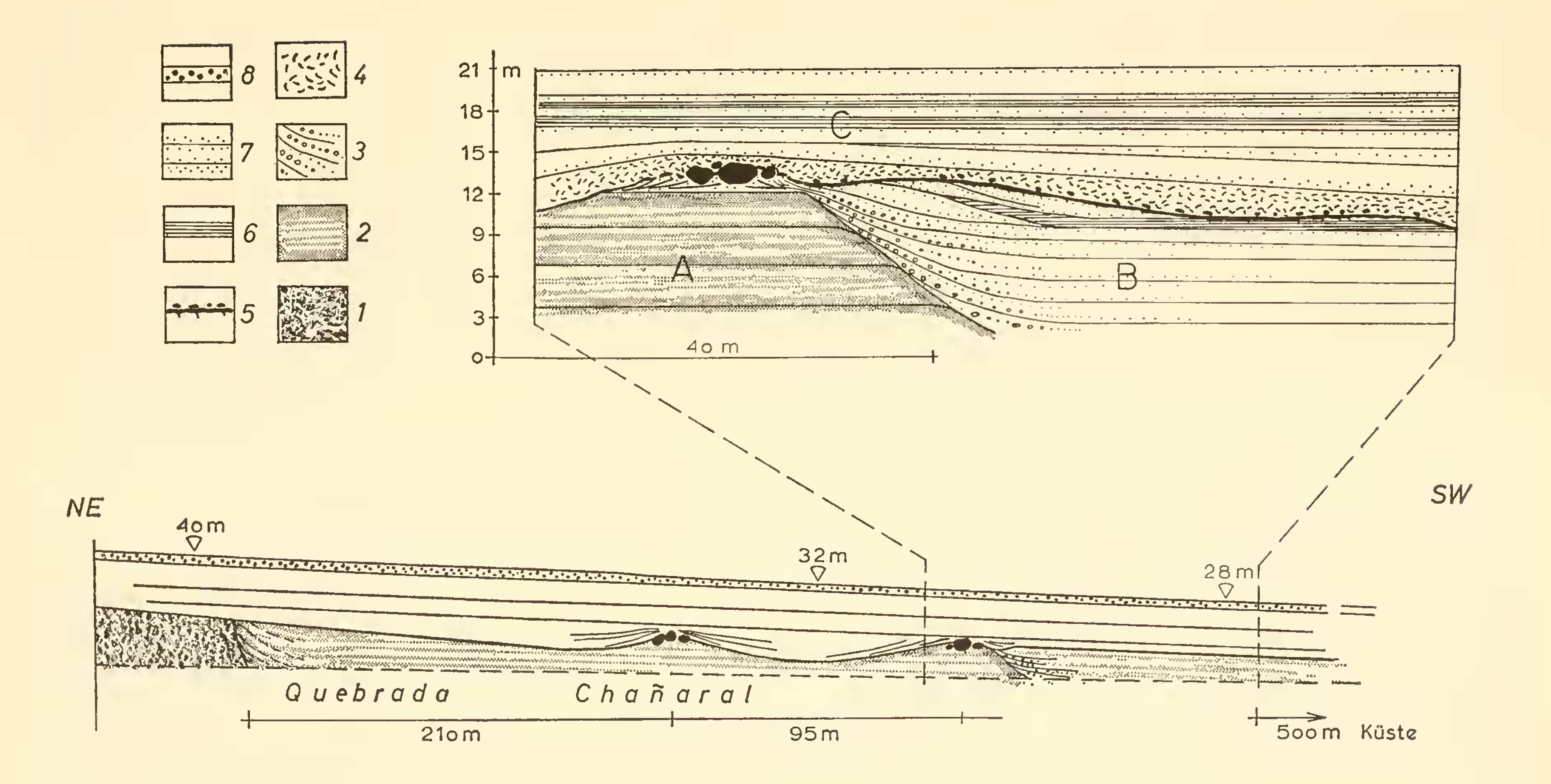


Abb. 23: Küstenparallele Barrierenbildung als Anzeichen eines Meeresstillstandes bzw. -rückzuges innerhalb der Pliozän-Serie; Quebrada Chañaral de Azeitunas.
1 = Abrasionsterrassen aus Grundgebirge; 2 = Feinsande der tieferen Pliozän-Serie; 3 = Grobsande, Grobschille, Gerölle in Schrägschüttung; 4 = Grobschill; 5 = phosphatisch-oxydische Krustenbildung; 6 = Diatomitlagen; 7 = Feinsande; 8 = pleistozäne Regressionsbildungen.

Carrizalillo anstehende Grundgebirge (bis zum Aufstieg des C°. Lemus und südlich des Loma de los Cristalles) war wohl im Pliozän bis zu einer Höhe von ca. 200 m über NN überflutet und wurde eingeebnet.

Ablagerung der Regressionsphase zwischen Oberpliozän und Altpleistozän

Am linken Steilhang der Quebrada Chañaral (bei der Ortschaft Chañaral de Azeitunas) sind Sedimente einer Regressionsphase über dem Pliozän erhalten geblieben (Abb. 24).

Über pliozänem Grobschill, der durch eine Erosionsfläche bei ca. 100 m über NN eingeebnet ist, lagern grobe, schlecht sortierte, sandige Konglomerate, deren Komponenten wenig gerundet sind. Die Korngrößenverteilung und -packung (imbricate Lagerung, PETTIJOHN & POTTER, 1963, S. 35) weisen auf eine fluviatile Entstehung unter starker Strömung von NE nach SW (entsprechend dem Lauf der heutigen Quebrada de Chañaral) hin. Die Konglomerate nehmen rasch an Mächtigkeit ab, es schalten sich dem Hangenden zu Sandlagen ein, die wiederum eine Korngrößenabnahme dem Hangenden zu zeigen und zunehmend in Schlufflagen übergehen. Die obersten 2 m dieser Folge bestehen aus einem schluffig-tonigen Sediment, feinstgeschichtet und reich an Pflanzenhäcksel. Es liegt hier eine 12 m mächtige Folge vor, die zunächst fluviatil ist und dann mit abnehmender Strömungsintensität auf eine Sedimentation in einem See oder einer Lagune hinweist.

123 m NN
98 m
50m
C
II
B
15m
10
5
8
7
6
5
4
3
2
1

Abb. 24: Profil S-Ufer Quebrada Chañaral de Azeitunas bei der Ortschaft Chañaral de Azeitunas: Überlagerungen der marinen pliozänen Folge durch fluviatile Sedimente der Regressionsphase an der Wende Pliozän/Pleistozän.
1 = Feinsand bis Grobsand mit lagenweiser Anreicherung von Feinkonglomeraten und Grobschill; steile Schrägschüttung; 2 = sandiger Ton; 3 = Mittelsande mit dünnen Lagen von Schalenschill; 4 = kreuzgeschichteter Schalenschill in wechselnder Korngröße; 5 = Grobschill mit Geröll-Lagen; 6 = Fluviatile Schotter in imbricater Lagerung in fluviatilen Sanden; 7 = Feinsandiger Schluff mit reichlich Pflanzenhäcksel; 8 = Grobe Strandsande mit Schalenschill und Geröll-Lagen;
B = Marine Serie des höheren Pliozän; II = Fluviatile Serie der Regressionsphase Pliozän/Pleistozän; C = Marine Regressionssedimente des Altpleistozän (Serena-I-Stufe).

Diese Folge bildete sich nach der Regression des Pliozänmeeres und vor der altpleistozänen Transgression, der die überlagernden marinen Grobsande und Konglomerate zugeordnet werden.

Das Meer hatte sich also in dieser Regressionsphase zumindestens tiefer als 100 m über heutigem NN zurückgezogen.

Vergleicht man die fluviatilen Schotter dieser Folge mit den Sedimenten der rezenten Quebrada Chañaral, so zeigen sie durch ihre Sortierung eine stärkere Wasserführung an als die vorwiegend chaotischen Sedimente, die in den nur sporadisch überfluteten heutigen Trockentälern zur Ablagerung kommen. Es läßt sich hier die Schlußfolgerung auf ein humideres Klima mit stärkerer Wasserführung der Täler an der Wende Pliozän/Pleistozän ableiten.

Altpleistozän

Der altpleistozäne Meereseinbruch wurde sowohl in den Gebieten mit pliozänen Sedimenten als auch in den N und S angrenzenden Grundgebirgszonen sehr landschaftsformend.

Das Meer drang im NE der Bucht bis an den Fuß des Berges (Pt. 513 der Carta preliminar 1:250 000) vor, der die Ablenkung der Quebrada von ihrem E-W-Lauf nach SW erzwingt. Unmittelbar an der Engstelle der Quebrada de Chañaral, in 195 m NN (BRÜGGEN, 1950, S. 190, nennt die Lokalität: Corral de la Loza und stellt die Sedimente ins Pliozän) ist die mehrfache Verzahnung von marinen Strandsedimenten mit jeweils von NE geschütteten und gegen SW rasch auskeilenden fluviatilen Schottern aufgeschlossen. Hier dürfte der Höchststand der altpleistozänen Meeresingression dokumentiert sein. Es ist nicht an-

zunehmen, daß das Meer noch durch die Enge weiter nach NE in den Talkessel von Higuerita vordrang.

Die marinen Lagen stellen Grobsande und Feinkiese und Konglomerate mit reichlich grobem Schalenschutt dar. Es handelt sich um den Biotop eines stark geröllführenden Strandsandes, am N-Rand einer größeren Bucht.

Fauna:

Tegula luctuosa
Tegula atra
Turritella cingulata
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum
Calyptraea trochiformis
Concholepas concholepas
Fissurella sp.
Choromytilus chorus
Eurhomalea lenticularis
Eurhomalea rufa
Protothaca thaca
Protothaca antiqua antiqua

Dieser Hochstand der Serena-I-Stufe formte eine weite Abrasionsterrasse im Grundgebirge, die sich nordwärts bis zur Bahia Sarco hinzieht. Südlich der Quebrada Chañaral ist diese Terrasse mit sicherer mariner altpleistozäner Auflagerung und einer Oberkante bei 200 m über NN bis E Carrizalillo in pliozänen Sedimenten eingeschnitten, weiter südlich über die C° de las Ventanas bis zur Llano de los Choros als Abrasionsterrasse im Grundgebirge ausgebildet.

Einzelne höhergelegene Vorkommen von quartären Sedimenten, auf die sich Brüggen (1950, S. 191) bezieht und die sich am W-Abfall der Hügel südlich der Quebrada Chañaral hinziehen, dürften tektonisch an N-S verlaufenden Störungen lokal gehoben worden sein. Die Terrasse der Serena-I-Stufe ist W-SW geneigt und läßt sich ohne Unterbrechung bis zu einem Geländeknick bei ca. 105—100 m NN verfolgen. Die Sedimentauflagerung auf dieser Serena-I-Terrasse besteht aus Grobsanden mit Geröllagen und reichlich Schalenschutt. Am N-Rand der Bucht zeichnet sich die Fauna durch das Vorherrschen von *Mesodesma donacium* und *Mulinia* div. sp. aus; es handelt sich um eine Schalenkonzentration dieser Gattungen infolge der Norddrift entlang einer weit geöffneten Bucht.

Durch ein 15—20 m hohes Kliff abgetrennt ist westwärts eine weitere, schmale Terrasse vorhanden, deren Oberkante bei 80—85 m NN liegt; hier ist der Hochstand und die Regressionsphase der Serena-II-Stufe erhalten geblieben. Diese Terrasse ist besonders gut zwischen Carrizalillo und Chañaral de Azeitunas ausgebildet. Bei Carrizalillo beträgt der Kliffabfall nahezu 50 m, da hier die Serena-I-Terrasse mit einer Vorderkante von 120 m noch durch ein ausgeprägtes Niveau von eingeebneten Inseln mit 140 m NN überragt wird.

Leider konnten N und E Carrizalillo keine Anhaltspunkte für die Höhenangaben bei Brüggen (1950, S. 191), der von einem Kliffabfall von 160 m auf 100 m spricht, gefunden werden. Südlich Carrizalillo scheinen lokale pleistozäne Störungen das Bild komplizierter gestaltet zu haben.

Die Regressionssedimente auf der Serena-II-Terrasse sind geringmächtig, oft nur 1,5—2 m. In den geröllführenden Grobsanden und Grobschillen herrscht *Mesodesma donacium* und *Mulinia* div. sp. vor. Die Sedimentationsbucht war bereits eingeengt, da weite Flächen, besonders S der Quebrada Carrizalillo (Llanos de Carrizalillo) nicht mehr vom Meer überflutet waren. So macht sich in der Faunenzusammensetzung der zunehmende Einfluß von eingeschwemmten Elementen der seitlich angrenzenden Biotope einer felsigen Küste bemerkbar.

Mittelpleistozän

Die Terrasse mit einer Oberkante des Hochstandes der Serena-II-Ingression bei 80—85 m über NN fällt ohne Unterbrechung bis 20—25 m über NN gleichmäßig ab. Die tiefen Teile dieser Terrasse dürften bereits den mittelpleistozänen Ingressionen (Herradura) angehören. Es kam zu keiner Kliffbildung im Bereich der weichen pliozänen Sedimente während der mittelpleistozänen Meeresvorstöße. Die Regressionssedimente des mittelpleistozänen Meeres schlossen sich direkt an die altpleistozänen Terrassenüberdeckungen an.

Nur nördlich der Mündung der Quebrada Chañaral bis zur Punta Gorda hat sich im Grundgebirge eine schwache, 5—8 m hohe Klifflinie ausgebildet, die dem Herradura-I-Vorstoß zugeordnet wird. Eine Unterscheidung von zwei getrennten mittelpleistozänen Meeresvorstößen ist morphologisch und faunistisch nicht möglich. Die Fauna zeigt in den Strandsedimenten der niedrigen (mittelpleistozänen) Teile der Terrasse nur eine andere Zusammensetzung als in den höher gelegenen (altpleistozänen) Teilen. Im Mittelpleistozän war die Bucht Carrizal abermals durch auftauchende Abrasionsflächen aus Grundgebirge weiter eingeengt; so treten die Elemente des sandigen Adlitorals zurück, die Komponenten der felsigen Biotope und des Grobschills sowie der Geröllstrände nehmen zu.

Fauna der mittelpleistozänen Terrassenbedeckung in der Bahia Carrizal (N Mündung Quebrada Chañaral), 23 m NN:

Oliva peruviana
Prisogaster niger
Tegula atra
Tegula luctuosa
Littorina peruviana
Crepidula sp.
Fissurella div. sp.
Concholepas concholepas
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum
Turritella cingulata
Protothaca thaca
Eurhomalea lenticularis

Mulinia div. sp. und *Mesodesma donacium* treten stark zurück.

J u n g p l e i s t o z ä n u n d H o l o z ä n

Während der jungpleistozänen Ingressionen drang das Meer nicht mehr wesentlich in das Land vor, die Küstenlinie war von der heutigen kaum verschieden. Das jungpleistozäne Meer formte das heutige Küstenkliff mit einer Höhe von 20—25 m.

Davor — seewärts — ist nur noch stellenweise eine alte Küstenlinie in Form eines Blockwalles 3—4 m über NN ausgebildet. Meist reicht jedoch der holozäne Strand im nördlichen Teil der Bahia Carrizal bis an das 20—25-m-Kliff heran. Nur am S-Ende der Bahia Carrizal schaltet sich eine schmale Abrasionsterrasse in pliozänen Sedimenten ohne Sedimentbedeckung in einer Höhe von 8 m NN ein; sie dürfte der C a c h a g u a - S t u f e zuzuordnen sein.

Während der holozänen Geschichte fanden in der Bahia Carrizal keine Küstenlinienverschiebungen statt. Dagegen kann in der großen Bucht von Choros Bajos — im Mündungsgebiet der Quebrada Los Choros — seit dem Jungpleistozän eine weite Küstenlinienverschiebung und starke Anlandung beobachtet werden. Es bildete sich ein breites, 8—10 m hohes Niveau mit mariner Strandsandbedeckung (Cachagua-Regressionsphase) aus; auch während der V e g a - S t u f e ging die Anlandung weiter und bildete ein weiteres, breites 2—3-m-Niveau aus.

Starke holozäne Dünenbildung sperrte oft die Mündung der Quebrada Los Choros und führte zu ihrer Verlagerung unter Bildung lagunenartiger Überschwemmungsgebiete. Dabei wurde das 2—4 m Niveau von sehr feinkörnigen Lagunensedimenten überdeckt.

2.1.5 Quebrada Honda

(Benützte topographische Unterlagen: Carta preliminar 1 : 250 000, Nr. 2971; Luftbilder HYCON 25531, 25530)

Bei 29°35′ S ist in die Küste eine schmale, aber tiefe Bucht, die Caleta Los Hornos, eingeschnitten; hier fand während des Pliozän und Pleistozän marine Sedimentation statt. Die Schichtfolgen sind durch die steilen Einschnitte der Quebrada Honda und der Quebrada Agua Salada großartig aufgeschlossen. Diese Vorkommen fanden bisher keine Erwähnung in der Literatur.

P l i o z ä n

Im Mündungsbereich der Quebrada Honda ist die Transgression des marinen Pliozän nicht zu beobachten; die marinen Sedimente reichen unter die heutige Talsohle unter Meeresniveau hinab. Es ist somit entsprechend dem Elquital (HERM & PASKOFF, 1967 a) eine beträchtliche praemittelpliozäne Ausräumung während eines Meerestiefstandes anzunehmen. Nur nördlich und südlich des Tales ist die Auflagerung von grobklastischem Pliozän auf Grundgebirge zu beobachten. Die Pliozänserie besteht zum überwiegenden Teil aus Grobschill und Sanden in Wechsellagerung. Bis zu 2,5 m mächtige Grobschillagen (stark wechselnd in der Körnung zeigen eine Schrägschüttung von 5°—12° am Südrand der Bucht gegen N und NW und am Nordrand der Bucht gegen S und SE. Es handelt sich um sehr lange Schrägschüttungslamellen von einigen hundert Metern, die in Korngröße und im Sandgehalt lagenweise stark schwanken.

Fauna: Die Hauptkomponenten des Schills sind Balaniden-Reste; untergeordnet finden sich *Ostrea, Concholepas, Fissurella, Magellania* und Seeigel-Stacheln.

Die Lieferung des Schalenschutts erfolgte aus den Biozönosen des Litorals der felsigen, stark der Brandung ausgesetzten Küstenabschnitte mit Abrasionsterrassen, die sich seitlich der Bucht anschlossen.

Autochthone Fauna der Schillfazies:
Chlamys vidali
Chlamys coquimbensis
Chorus doliaris
Chorus grandis
Chorus giganteus
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum
Nucella (Acanthina) crassilabrum costata

Die zwischen den groben Schalenschutt eingeschalteten, schräg- und kreuzgeschichteten Sandlagen sind meist steril.

Nach E, talaufwärts, schalten sich schlecht sortierte Geröllagen mit großen Blöcken ein. Es zeigt sich hier der stete Einfluß der starken Schüttungen durch den Fluß der Quebrada Honda. Bei sporadischem starkem Materialanstransport und Mündungsverlagerungen (Hochwasser) wurden diese Schüttungen marin nicht mehr aufgearbeitet und bildeten linsenförmige Grob-Bänke im marinen Grobschillbereich.

Marine Pliozänsedimente lassen sich hier bis zu einer Höhe von 165 m über NN nachweisen.

P l e i s t o z ä n

Die pleistozänen Ingressionen überprägten morphologisch stark die pliozäne Sedimentfolge. Südlich der Quebrada Honda ist die Morphologie durch eine mächtige, pleistozäne und bis in das Holozän aktive Düne überdeckt. Nördlich der Quebrada Honda sind drei deutliche Terrassen, jeweils durch ein marines Kliff getrennt, zu unterscheiden.

1. Von 175—180 m über NN erstreckt sich eine westwärts geneigte Terrasse bis ca. 110 m. Nur bis zu einer Höhe von 135 m ist eine marine Auflagerung nachweisbar. Diese Strandsedimente sind jedoch meist umgelagert und mit einem groben, ekkigen Konglomerat mit viel tonigem Bindemittel gemischt. Oberhalb 135 m bedecken diese fluviati-

len Konglomerate die gesamte Terrasse. Es ist anzunehmen, daß ihre Entstehung bereits im obersten Pliozän einsetzte; als breite Schuttfächer folgten diese fluviatilen Sedimente dem zurückweichenden Meer. Die altpleistozäne Regression erreichte nicht mehr den pliozänen Hochstand. Die starken, wohl zum Teil schlammstromartigen Schüttungen lassen keine klare Obergrenze der marinen Serena-I-Stufe erkennen, nur die vordersten Teile dieser höchsten Terrasse, die sich auch seitwärts der Bucht im Grundgebirge mit einer beträchtlichen Breite von 1,3—1,8 km fortsetzt, können dem Altpleistozän zugestellt werden.

2. Durch ein 20—30 km hohes Kliff abgetrennt, breitet sich westwärts eine weitere Terrasse aus, deren Oberkante bei 90 m liegt. Auch hier sind die auflagernden, marinen Regressionssedimente meist den bei der Regression des Meeres nachrückenden, schlecht sortierten Fluß-Schottern zum Opfer gefallen oder mit ihnen vermischt.

Südlich der Quebrada Honda (Nordhang der südlichsten in die Caleta de Hornos mündenden Quebrada)

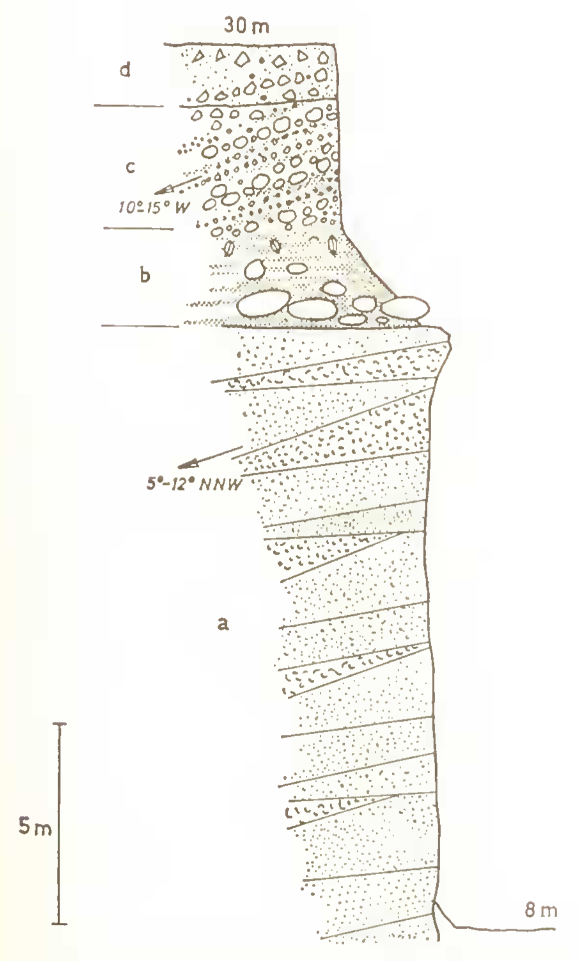


Abb. 25: Pliozän-Serie mit auflagerndem, marinen Pleistozän (Regressionssedimente der Serena-II-Stufe); nördlich Quebrada Honda; (Erläuterungen im Text).

sind marine, pleistozäne Sedimente mit scharfem Erosionskontakt auf Pliozän aufgeschlossen.
Hier stößt die Terrasse bei 95 m NN gegen ein 20 m hohes Kliff im Grundgebirge und fällt mit 1,8—2,3 % westwärts bis ca. 35 m ab. Auf einer Abrasionsfläche in pliozänen Schillen und Grobsanden (a) liegen graue Strandsande mit einer basalen Lage aus im Strandbereich gut gerundeten großen Blöcken (∅ bis 1,5 m) (Abb. 25, b).

Fauna:

Turritella cingulata	31 %
Protothaca thaca	14 %
Eurhomalea lenticularis	12 %
Balanus als Geröll-Bewuchs	11 %
Tagelus dombeii	8 %
Mesodesma donacium	7 %
Oliva peruviana	4 %
Ensis macha	2 %
Mulinia sp.	2 %
et al.	

Diese Fossilgemeinschaft unterscheidet sich in ihrer Zusammensetzung grundlegend von den Grobschill-Faunengemeinschaften des liegenden Pliozän. Durch das Nachlassen der starken Schill-Lieferung konnte sich im sandigen Untergrund eine vagile, grabende Pelecypoden-Fauna ansiedeln.
Über diesem vollmarinen Litoralsediment folgt eine Mischlage. Schraggeschüttete, grobe fluviatile Sedimente wurden an der Strandlinie aufgearbeitet und mit Strandsanden und Schalenschill vermengt (Abb. 25, c).
Mit fortschreitender Regression dominierten die groben fluviatilen Sedimente in z. T. chaotischer Lagerung und mit reichlich Verwitterungslehm als Bindemittel (Abb. 25, d). Diese dem Meer nachrückenden fluviatilen Sedimente erodierten die marinen Strandbildungen und schnitten sich nach W zunehmend in die Pliozänfolge ein.

Diese Bildungen (Abrasionsfläche, Klifflinie und Regressionssedimente) werden der Serena-II-Stufe zugeschrieben.

3. Die nächstfolgende, jüngere Terrasse ist meist sehr schmal ausgebildet. Zwischen Quebrada Honda und Quebrada Agua Salada liegt ihre Oberkante mit einem Kliff bei ca. 40 m über NN und fällt westwärts bis ca. 20 m ab. Der Abrasionsfläche, ausgebildet in pliozänen Sanden und Schillen, liegen typische Bildungen eines Regressionsstrandes (Grobsande, Strandgerölle, reichlich Schalenschutt) mit 3—5 m Mächtigkeit auf.

In dieser Terrasse ist der Vorstoß der Herradura-Stufen dokumentiert; eine Trennung in Herradura I und Herradura II ist nicht möglich.

In der Zusammensetzung entspricht die Fauna dem rezenten Strand.

Die jungpleistozänen und holozänen Ingressionen formten ein 15—20 m hohes Kliff, dessen Fuß heute nicht mehr vom Meer erreicht wird. Die holozäne Regression hinterließ einen schmalen Streifen von Strandwällen aus grobem Blockmaterial mit Grobsanden und Schill, die von +4 m bis zur rezenten Wasserlinie abfallen.

Die holozäne Anlandung ist in dieser Bucht sehr gering.

2.1.6 La Serena - Coquimbo

(Benutzte topographische Unterlagen: Karte 1 : 25 000: Punta Teatinos, Juan Soldado, Coquimbo, La Serena; Luftbilder: HYCON (1956), Nr. 25341—25344; 25524 bis 25527).

Zwischen 29°50′ s. Br. und 30° s. Br. erstreckt sich auf 22 km Länge die weite Bucht von Coquimbo und La Serena, in die der Rio Elqui mündet. In dem relativ flachen Hinterland der Bahia de Coquimbo haben sich sowohl die Pliozänsedimente als auch die Spuren der pleistozänen Meeresingression in eindrucksvoller Weise erhalten.

Durch die große Bedeutung des Hafens Coquimbo im vorigen Jahrhundert und die gute Zugänglichkeit der Schichtfolgen setzte hier die geologische Erforschung und damit die Erwähnung in der Literatur schon früh ein:

D'OBRIGNY (1842) beschrieb als erster Tertiärfossilien aus dieser Bucht. DARWIN (1846) befaßte sich mit der eigentlichen Geologie dieses Gebietes. Er stellte den Begriff Formation Coquimbo auf und wies auf die Unterschiede zwischen einem Unterbau (den er für altteritär hielt) und jüngeren Deckschichten, in denen er rezente Arten fand, hin. DARWIN war fasziniert von der vorzüglichen Erhaltung der marinen Terrassen, die seewärts geneigt sind und alte Strandlinien erkennen lassen. Er baute seine Erkenntnisse ein in seine Theorie der Hebung der Westküste Südamerikas. SOWERBY besorgte im Werk von DARWIN die Bestimmung und Neubeschreibung von Mollusken aus diesem Gebiet.

DOMEYKO widmete sich in eigenen Arbeiten (1848, 1862) dem Gebiet von Coquimbo. Er unterschied 4 marine Terrassen und deutete sie als sehr jung, im Zusammenhang mit der Andenhebung. Die Tertiärsedimente faßte er als alttertiär zusammen und setzte sie gleichalt mit den kohleführenden Schichten Südchiles. Es ist das erstemal, daß die jungen Strandterrassen mit ähnlichen Bildungen in Nordeuropa verglichen werden (1860, S. 580). In späteren, zusammenfassenden Werken verglich DOMEYKO (1903) die Bildung von Coquimbo mit den tertiären Serien weiter nördlich (Quebr. Honda, Chañaral de Azeitunas, Copiapo).

REMOND (1868) beschrieb neue Profile, die durch den Eisenbahnbau aufgeschlossen wurden und widmete sich mehr der Paläontologie. So erscheint bei ihm die eigentliche Formation Coquimbo als miozän, überlagert stellenweise vom Pliozän (hierbei handelt es sich nach unseren Untersuchungen um die mittelpleistozäne Terrassenauflagerung der Herradura-Stufe). Durch Fossilbestimmungsfehler glaubte er, daß auch noch Oberkreide am Aufbau der eigentlichen Formation Coquimbo beteiligt sei. Bei der Beurteilung der quartären Schichten schloß er sich den Ansichten DARWINS an.

1867 gab REMOND einen Überblick über die fossilen Mollusken Chiles mit Angaben der Lokalitäten. Hier erscheinen nur Listen der bis dahin bekannten Fauna aus dieser Gegend.

HUPE in GAY (1854) beschrieb neue Mollusken aus der Umgebung von Coquimbo. Diese Angaben stehen ebenso wie die Beschreibungen einzelner Fossilien durch CONRAD (1855) ohne geologischen oder stratigraphischen Zusammenhang.

Nachdem PHILIPPI (1875) bereits einen Überblick über die chilenische Tertiärfauna gebracht hatte, folgte 1887 sein umfangreiches Werk über die tertiären und quartären Faunen Chiles mit zahlreichen Neubeschreibungen von Arten. Die geologischen Zusammenhänge werden jedoch kaum berücksichtigt. Im stratigraphischen Teil faßte PHILIPPI (l. c. S. 252) die Vorkommen von Südchile (Arauco) und Navidad mit den Sedimentfolgen in Coquimbo und Caldera zusammen und stufte sie in das Eozän ein.

Erst STEINMANN (1895 in STEINMANN, DEECKE, MÖRICKE; 1896 in MÖRICKE und STEINMANN) beschäftigte sich mit den geologischen Zusammenhängen und der Stratigraphie, wobei MÖRICKE (1896 in MÖRICKE und STEINMANN) zahlreiche neue Mollusken beschrieb. STEINMANN trennte eindeutig die quartären Ablagerungen von den tertiären ab. Die Auswertung der Fauna gestattete eine Trennung der Faunen der Formation Navidad von der „Coquimbo-Stufe", wobei letztere in das Jungmiozän oder sogar Pliozän (l. c. S. 602) gestellt wurde.

PERALTA (1931) bringt in einem wissenschaftlich nicht verwertbaren Aufsatz zahlreiche Abbildungen von Mollusken aus dem Tertiär und Quartär von Coquimbo.

Nach WILLIS (1929), der einige neue morphologische Beiträge liefert, ist es vor allen Dingen BRÜGGEN (1929; erweiterte Neuauflage 1950), der sich eingehend mit der Entwicklungsgeschichte des Neogen und Quartär beschäftigte. Die Hauptserie der marinen Sedimente in Coquimbo wurde von BRÜGGEN (1950, S. 65) in das Pliozän gestellt, dem auch noch die obersten Terrassen zugeordnet wurden (l. c. S. 193). Er brachte die Terrassenbildung in Zusammenhang mit den pliozänen/pleistozänen Hebungen des Andenkörpers.

Erst in jüngster Zeit gewinnt das Gebiet wieder an Interesse, so besonders von geomorphologischer Seite für die Beurteilung der pleistozänen Geschichte Mittel- und Nordchiles. PASKOFF (1964) befaßte sich speziell mit der Bahia de Coquimbo; COOKE (in FUENZALIDA et al., 1965) verglich die marin geformten Flächen von La Serena mit den nördlich anschließenden Gebieten bis Huasco.

Besonders durch die intensiven Vorarbeiten von PASKOFF auf geomorphologischem Gebiet wurde dieses Gebiet gewählt, um hier die Typlokalitäten für die Gliederung des marinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chile festzulegen (HERM & PASKOFF, 1967b). Dieser tektonisch relativ stabile Küstenabschnitt zeichnet sich durch die Vollständigkeit und günstige Erhaltung des quartären, marinen Formenschatzes aus und erlaubt neben zahlreichen Detailstudien auch die Möglichkeit der Korrelation mit anderen Gebieten entlang der chilenischen Küste.

Pliozän

Nach einer kurzen Beschreibung der Schichtfolge der tertiären Sedimente in der Bucht von Coquimbo verwendete DARWIN (1846, S. 131) den Begriff „Coquimbo formation" und hielt die Serie für älteres Tertiär, ohne allerdings eine deutliche Abgrenzung zu geben. STEINMANN (1895, S. 9—10) definierte die „Coquimbo-Stufe" eindeutig: „Die Coquimbo-Stufe besteht aus molasseartigen, oft kalkhaltigen Sandstei-

nen, Sanden, Mergeln und Thonen, untergeordnet auch aus Conglomeratlagen oder unreinen Kalken, welche durchgängig gut geschichtet sind und eine Mächtigkeit von etwa 60 m erreichen ..." Die Unterlagerung bildet das Grundgebirge mit „Amphibolgranit"; als Überlagerung wird Quartär angegeben, jedoch ist die Grenzziehung bei STEINMANN nicht klar, er spricht von „Grenzschichten" und Aufarbeitung.

Der Begriff „Formation Coquimbo" wird in dem von STEINMANN umrissenen Umfang im folgenden beibehalten und bestätigt. Die Mächtigkeit muß jedoch nach der Korrelation von mehreren Profilen, die der aufsteigenden Transgression folgen, mit mindestens 130 m angegeben werden. Die Obergrenze ist stets durch die mit Erosionskontakt auflagernden Sedimente der 5 unterschiedlichen pleistozänen Ingressionen angezeigt.

Die Bucht, in die das Pliozänmeer eindrang, war im Süden durch die halbinselartig vorspringende Pta. Herradura, als Fortsetzung des Gebirgszuges C°. Centinela begrenzt und reichte nordwärts bis zur Pta. Teatinos, eine Fortsetzung des Höhenzuges der Cos. de Romeral. Der Rücken Guayacan, auf dem heute die Stadt Coquimbo liegt, stellte eine Insel im Pliozänmeer dar, die später zugedeckt wurde.

Durch die Korrelation einzelner Profile, verteilt über die ganze Bucht, läßt sich folgende Großgliederung durchführen:

a) Basisschichten;

b) tiefere Fein- Mittelsandfolge, abgelagert meist im Innern der Bucht;

c) grobklastische Fazies mit Konglomeraten, Schillanhäufungen und Austernbänken in seitlicher Verzahnung mit b), besonders an den Rändern der Bucht, wo die fortschreitende Transgression auf eine Felsenküste übergriff;

d) Sedimentationsunterbrechung, gekennzeichnet durch Kliffbildung, Blocklagen oder durch einen abrupten Wechsel der Faunengemeinschaften;

e) höhere Sandfolge mit randlichen gröberklastischen Schüttungen (entsprechend c).

zu a) Die Basisschichten der Pliozänserie liegen, bedingt durch die starke Erosion an der Wende Miozän/Pliozän (HERM & PASKOFF, 1967 a) im Zentrum der Bucht meist unter dem heutigen Meeresspiegel; aufgeschlossen sind die Transgressionssedimente nur an den seitlichen Rändern der Bucht bei ansteigendem Grundgebirge: Im SW Winkel der Bahia Herradura de Guayacan (Bahia Blanca bei DOMEYKO 1848) liegen grobe Block- und Gerölllagen mit bankartigen Anreicherungen von *Ostrea* und *Perna* über dem Grundgebirge. Es folgen Sandsteine mit vereinzelten Geröllen, die besonders in den tieferen Lagen zu großen verkieselten Konkretionen verhärtet sind.

Fauna (Mischfossilgemeinschaft):
- *Dentalium* cf. *oerstedti* MÖRCH.
- *Natica obtectiformis* MÖR.
- *Chorus blainvillei blainvillei* (D'ORB.)
- *Chorus blainvillei nodosus* (MÖR.)
- *Fusinus remondi* (PHIL.)
- *Isognomon gaudichaudi* (D'ORB.)
- *Chlamys simpsoni* (PHIL.)
- *Ostrea maxima* HUPE
- *Laevicardium procerum domeykoanum* (PHIL.)
- *Dosinia ponderosa* (GRAY)
- *Chionopsis petitiana* (D'ORB.)
- *Eurhomalea banetiana* (D'ORB.)
- *Panope oblonga* PHIL.

Die Profilfortsetzung (S-Ende der Bucht, Richtung Espigon Yate Club) besteht aus hellgelben, eisenschüssigen Sandsteinen von wechselndem Korn, die zur eigentlichen Feinsandfazies überleiten. Am S-Ende der Bucht von Herradura finden sich Anreicherungen von Einzelknochen und Skeletten von Cetacea und Pinnipedia.

zu b) Tiefere Feinsand-Mittelsandfolge: Dieser Faziestyp läßt sich über die gesamte Bucht verfolgen. Gute Aufschlüsse ziehen sich beiderseits der Quebrada La Herradura entlang (Aufstieg der C. Panamericana, südl. Coquimbo); Estero Culebron und Seitenzuflüssen; Unterlauf der Quebr. de Peñuelas. Es handelt sich um eine eintönige Fein-Mittelsand-Sedimentation, nahezu ungeschichtet mit nur vereinzelten Einschaltungen von Schalenschill. Auffallend ist der mehrfache Wechsel von verhärteten Lagen (Hartbänke) mit starken Fossilanreicherungen in Steinkernerhaltung (der Kalzit der Schalen diente zur Verfestigung der Sande) und lockeren Feinsandlagen mit nur unregelmäßig verteilten, einzelnen Fossilien.

Fauna (Anteilsprozente gemittelt aus 6 Messungen):

Taxon	%
Veneriden	71 %
Chionopsis petitiana	
Eurhomalea coquimbana	
Eurhomalea banetiana	
Panope	8 %
P. oblonga	
P. coquimbana	
Mulinia div. sp.	6 %
Ensis macha	6 %
Chorus div. sp.	4 %
Chorus blainvillei blainvillei	
Chorus blainvillei nodosus	
Chorus doliaris	
Dentalium sp.	2 %
Chlamys coquimbensis	1 %
Übrige	2 %

Die beiden Typen von Sedimentlagen mit unterschiedlichem Fossilreichtum repräsentieren verschiedene Stadien der Sedimentation (Abb. 26):

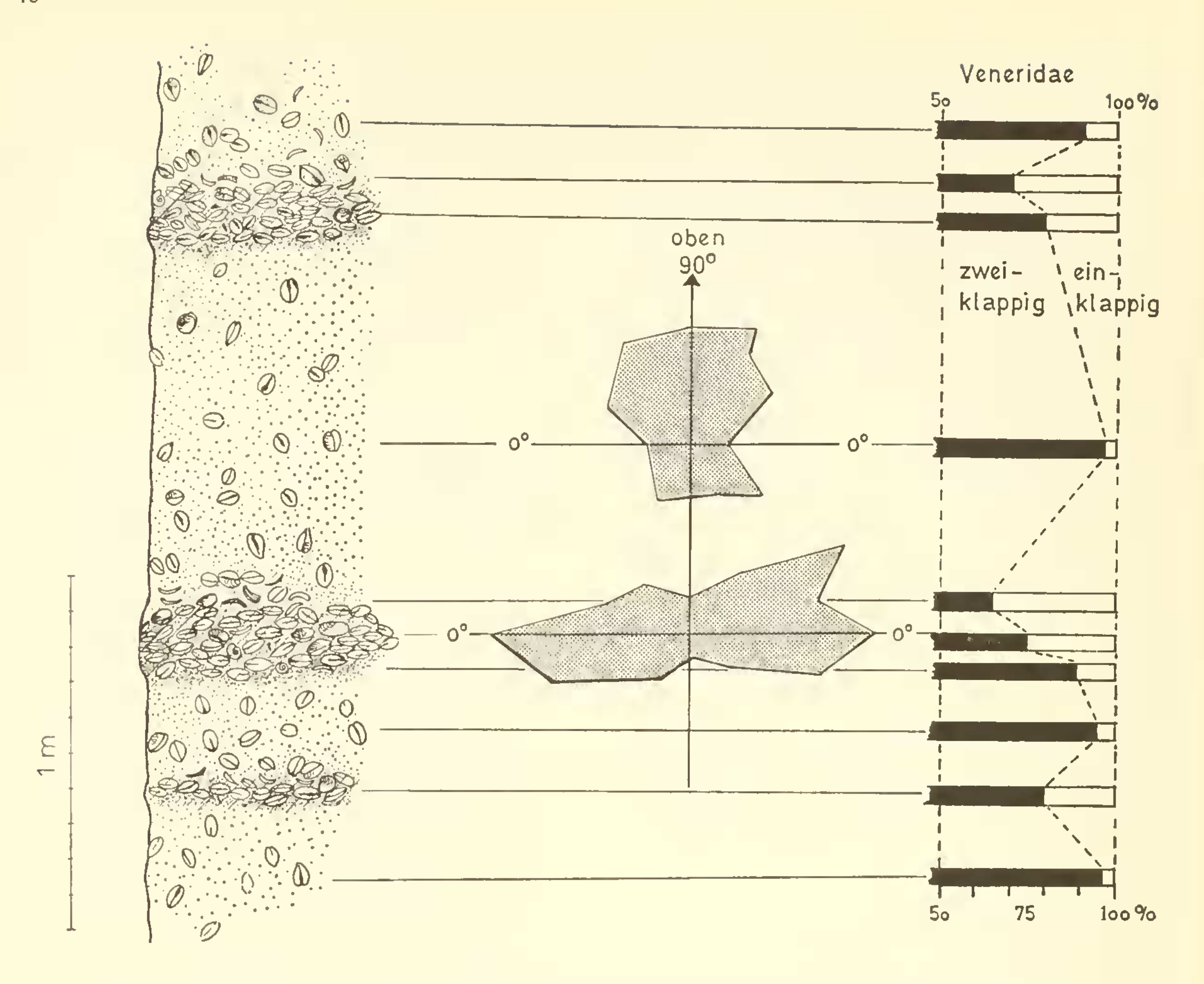


Abb. 26: Profilausschnitt, tiefere Pliozän-Serie; Anstieg Carretera Panamericana, Quebr. Herradura, S Coquimbo; Verteilung und Einregelung der Komponenten in einer Veneriden-Fossilgemeinschaft. (Erläuterungen siehe Text S. 48).

1) Lagen mit vereinzelten Fossilien:

Sediment: Fein- Mittelsand: schwache Großrippel-Schichtung oder ebene Feinschichtung durch wechselnde Korngrößen erkennbar. In der Umgebung der Schalen zeigt das Sediment Wühlgefüge.
Fauna: bezogen auf die Gesamtfauna: 91 % Veneriden, davon 87 % zweiklappig in bevorzugter Lage Wirbel oben oder schräg geneigt (vgl. Verteilung und statistische Auswertung im Diagramm Abb. 26). Die Veneriden wurden in dieser Lage in Lebendstellung im Sediment fixiert. Der Tod trat infolge Verschütten durch den raschen Antransport größerer Sedimentmengen ein. Der Großteil der Veneriden konnte sich nicht mehr durch Flucht retten. Bei Verschüttungsgefahr erfolgt meist eine Flucht nach oben, dabei werden Stemmbewegungen mit dem Fuß voran ausgeführt, wobei die Schale schief liegt (Schäfer, 1962, S. 426) und der Wirbel schräg nach oben zeigt (Schäfer, 1962, S. 221). Wie die Maxima in der Richtungsverteilung (60°) zeigen, findet sich der Großteil der Schalen noch in dieser Position. Die Verteilung der Fossilien im Sediment entspricht der ursprünglichen Populationsdichte. Es fanden keine Einschwemmungen und Verfrachtungen aus anderen Biotopen statt. Das Sediment gibt ein gutes Abbild der ehemaligen unverfälschten Biozönose. Es handelt sich um eine iso- bis heterostrate vitale Biofazies.

2) Hartbänke mit Fossilanreicherungen:

Die Orientierung der dicht gepackten Fossilien zeigt eine bevorzugte horizontale Lagerung (vgl. Abb. 26, Diagramm), wobei eine schwache Imbrication auf lokale Strömungen zurückgeführt wird. Der Anteil der einklappigen Schalen erreicht 40 %.
Es handelt sich bei diesen Bänken um Aufarbeitungs- und Anreicherungslagen. Der Tod der Veneriden trat durch Freispülen ein. Es herrschte infolge einer starken Strömung ein Sedimentabtransport, der Sand wurde weggeführt, die Schalen reicherten sich an. Die mächtigen Lagen, bis zu 45 cm, aus sich berührenden Fossilien können nicht durch Anreicherung durch grabende Organismen (Muschelpflasterbildungen wie sie Schäfer, 1962, S. 551, Abb. 269, beschreibt) entstanden sein.
Entweder wurden dicht besiedelte, mächtige Sandlagen in einem einzigen Vorgang freigespült (z. B. durch Prielverlagerung: Schäfer, 1962, S. 551, Abb. 268) oder ruhigere Zeiten der Sedimentation mit Besiedlung wurden immer wieder unterbro-

chen durch Zeiten des Sand-Abtransportes, so daß sich die ausgespülten Schalen durch einen mehrfach wiederholenden Vorgang in einer Schicht anhäuften.

Die Untergrenze der Anreicherungslagen ist meist scharf, während die Obergrenze unter Zunahme der Prozentzahlen an Einzelklappen allmählich in die überlagernde Feinsandbank übergeht. Die Anreicherungslagen waren nicht über längere Zeit als Hartböden exponiert, da der Epökenbewuchs fehlt.

In dieser Sedimentfolge präsentiert sich eine typische Sedimentation im infralitoralen Bereich: Längere Zeiten einer relativ ruhigen Sandsedimentation mit Besiedlung durch Veneriden wechseln mit Zeiten der Sedimentumwälzung und des Sandabtransportes. Hier sind uns in mehrfachem Wechsel beide Stadien deutlich durch die unterschiedliche Art der Fossilisation der Lebensgemeinschaften überliefert.

Eine abweichende Faunenzusammensetzung zeigen die Ausschwemmungslagen innerhalb der tieferen Mittelsandfolge in den Aufschlüssen S Guayacan (zwischen Hafenanlagen der Bahia Herradura und C. Panamericana):

Fauna:

Veneriden	44 %
Turritella	38 %
Panope	8 %
Chorus	2 %
Crepidula	2 %
Concholepas	1 %
Dentalium	1 %
Übrige	4 %

Der hohe Anteil von Gastropoden, besonders von *Turritella*, ist bedingt durch die Nähe der Grundgebirgsinsel Guayacan (weniger als 200 m). Um diese Insel waren die Biotope des festen und grobklastischen Untergrundes (Grobsande, Schille, Gerölle) verbreitet, in denen bevorzugt *Turritella* lebte. Von hier aus wurden die Schalen dieser Faunenelemente in die feinkörnigere Fazies mit den autochthonen Pelecypodenfaunen (Veneriden, *Panope* etc.) eingeschwemmt. Hier stellen die Ausschwemmungslagen Mischfossil-Gemeinschaften dar.

zu c) Gröberklastische Faziesbereiche:

Als Beispiel für die Sedimentfazies und Faunenzusammensetzung der gröberklastischen Sedimentation an den Rändern der Bucht — sowohl in der tieferen als auch der höheren Pliozänserie — soll der Aufschluß entlang der C. Panamericana, Aufstieg südlich Coquimbo, 85 m über NN, aufgezeigt werden: (Abb. 27):

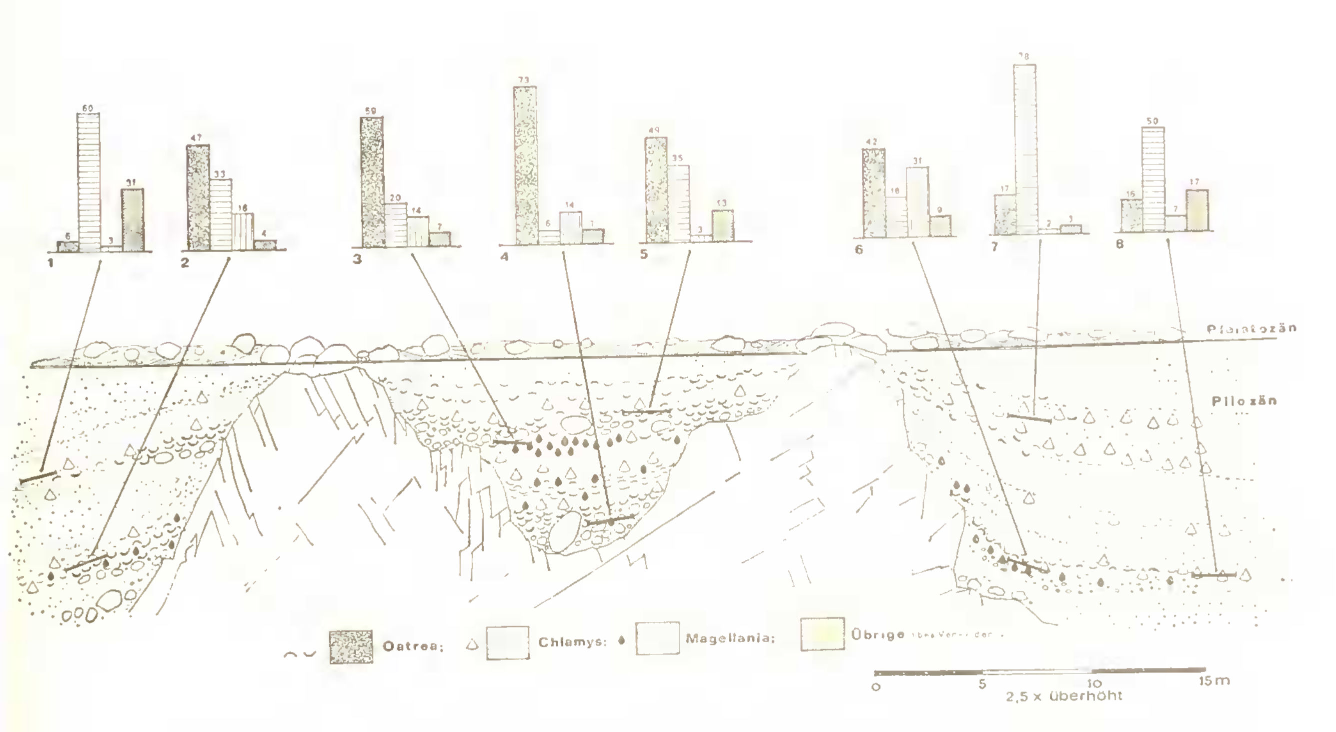


Abb. 27: Zusammensetzung der Fossilgemeinschaften in der Umgebung von Grundgebirgs-Klippen; Pliozän (höhere Serie); S Coquimbo, Aufstieg der Carretera Panamericana.
Anteilsprozente der wichtigsten Arten sind aus mehreren Auszählungen gemittelt.

Im Seichtwasserbereich mit starker Wasserbewegung bildete sich um die aufragenden Grundgebirgsinseln eine *Ostrea-Magellania*-Faunengemeinschaft aus. Die Ostreen besiedelten die am Fuß der Klippen angehäuften Gerölle und Blöcke und verfestigten sie. Als Begleitfauna traten vor allem Gastropoden *(Turritella, Crepidula, Chorus)* auf den Schill- und Geröllführenden Böden um die Klippen auf. Die Auszählung der Fossilgemeinschaften (Diagramme auf Abb. 27) zeigen die rasche Abnahme von *Ostrea* und *Magellania* in den Fossilgemeinschaften mit zunehmender Entfernung von den Felsen bzw. die rasche Zunahme von *Chlamys (Chlamys vidali* in der höheren Serie; *Chlamys coquimbensis* und *Chlamys simpsoni* in der tieferen Pliozänserie) mit zunehmender Entfernung von den Klippen. Das Häufigkeitsmaximum von *Chlamys* liegt in ca. 10—30 m Entfernung von den Inseln. Mit weiterer Entfernung nimmt *Chlamys* wiederum rasch ab und es stellen sich mit zunehmender Mittel- und Feinsandsedimentation die Veneriden-Faunengemeinschaften ein.

Die Beeinflussung von diesen randlichen Faziesbereichen auf die Gesamtbucht war relativ gering. Es traten keine weiten Transporte von grobklastischen Sedimenten oder Schalenschill in die vorherrschende Mittel-Feinsandfazies auf.

zu d) Sedimentationsunterbrechung:
Die die Pliozänserie zweiteilende Sedimentationsunterbrechung, bzw. schwache Regression soll an 2 Beispielen erläutert werden. Sie prägt sich in der Bucht von La Serena — Coquimbo nicht mehr so stark im Sedimentationsbild aus wie in den nördlicheren Pliozänbuchten.

1) Aufschluß an der Carretera Panamericana, N Juan Soldado, km 481:

In einer Abfolge der tieferen Pliozänserie, die aus Mittelsanden mit Konglomeraten und *Ostrea*-Bänken besteht, wurde ein ca. 10 m hohes Kliff mit deutlicher Hohlkehlenform durch marine Erosion eingeschnitten. Diese Erosionsform wurde wieder mit Sanden und eingeschalteten Geröll-Lagen der höheren Pliozänserie verfüllt; an der Kliffsteilkante ist deutliche Überguß-Schichtung zu beobachten, die in 50 m Entfernung vom Kliff wieder in waagrechte Schichtung unter Abklingen der Geröllführung, übergeht. In diesem Kliff innerhalb der Pliozänserie wird ein Absinken des Meeresspiegels um mindestens 10 m deutlich, der zur Erosion dieser Kliff-Steilkante mit Brandunghohlkehle führte.
Sowohl die Praekliff-Serie wie die Postkliff-Serie führen Mischfossilgemeinschaften mit nahezu identen Formen. Nur in der Gattung *Chlamys* tritt eine Änderung auf: Während in der Praekliff-Serie *Chlamys coquimbensis* häufig ist, scheint sie in der Postkliff-Serie durch *Chlamys vidali* abgelöst zu sein.

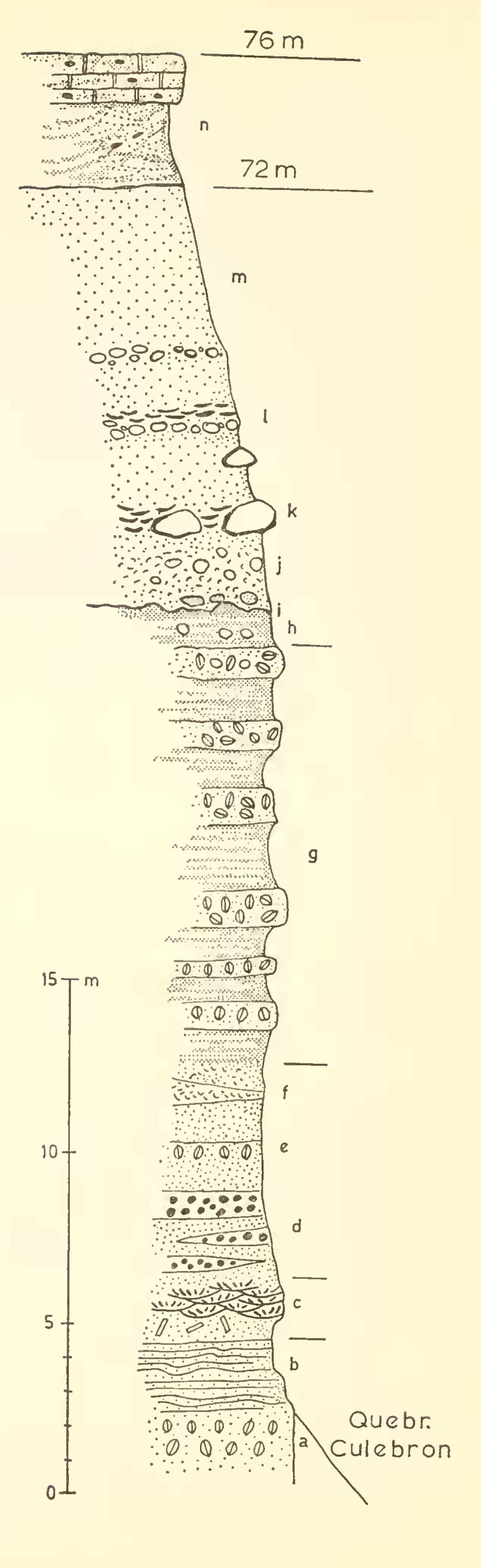


Abb. 28: Profil am S Ufer Quebrada Culebron, Rincon San Martin, E Coquimbo.
a—h = tiefere Pliozän-Serie; i = Sedimentations-Unterbrechung; j—m = höhere Pliozän-Serie; n = altpleistozäne Regressions-Sedimente, im oberen Teil durch Kalkkrusten-Bildung verhärtet. (Siehe S. 51).

2) Profil Estero Culebron, südliche Steilwand nahe Rincon San Martin (Talsohle + 12 mm NN; Beginn der Aufschlüsse + 35 mm NN; Top des Pliozän + 72 m NN) Abb. 28:
Über einer Schichtfolge der tieferen Pliozänserie (a—h) ist die Sedimentationsunterbrechung sehr gut aufgeschlossen. In der tieferen Pliozänserie liegt die normale Mittelsand-Sedimentation mit reichen Veneriden-Faunengemeinschaften in Lebendstellung und in Ausschwemmungslagen (g) (vgl. S. 48) vor.
In 55—60 m über NN ist diese Folge durch eine unregelmäßige Erosionsfläche (i) mit Auskolkungen und Verhärtungen abgeschnitten. Darüber setzt eine neue Sedimentationsfolge ein, die an der Basis zahlreiche aufgearbeitete Blöcke des liegenden Sandsteins eingemischt in Konglomerate mit Grobsand und groben Schalenschutt enthält (j). Auffallend und über weite Strecken zu verfolgen ist eine Blocklage (k), die 2 m über der Erosionsfläche liegt (vgl. WILLIS, 1929). Die Blocklage und die folgenden Konglomeratbänke (l) boten sessilen Organismen *(Ostrea)* gute Besiedlungsmöglichkeiten. Fischzähne und Dekapodenreste, meist mit phosphoritischer Kruste überzogen, finden sich in den Geröll-Lagen und Austernbänken angereichert.

zu e) Höhere Sandfolge:

Über dieser Sedimentationsunterbrechung griff das Meer erneut in das Land vor. Grobklastische Sedimente (vgl. Abb. 28, Profil, Quebrada Culebron, Schichten j-l) lagern zumindestens randlich der Bucht der Erosionsfläche auf. Durch die veränderte gröberklastische Sedimentation trifft man im basalen Teil der höheren Pliozän-Serie meist Mischfossil-Gemeinschaften:

Fauna: Estero Culebron, Rincon San Martin, Abb. 28, Schicht j—l:
Oculina remondi
Magellania div. sp.
Ostrea ferrarisi
Anomia alternans
Anadara chilensis
Glycymeris ovata
Eurhomalea hanetiana
Eurhomalea coquimbana
Dosinia ponderosa
Macrocallista boliviana
Mesodesma donacium
Tegula atra
Chorus doliaris
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum
Nucella (Acanthina) crassilabrum costata
Turritella cingulatiformis
Oliva cf. *peruviana*
Balanus div. sp.

Darüber folgte meist wieder eine ruhige Mittel- bis Feinsand-Sedimentation (vgl. Profil Abb. 28, Schicht m) mit reichem autochthonen Veneriden- und *Ensis*-Faunengemeinschaften.

Das Pliozänmeer drang in der Bucht von La Serena — Coquimbo bis an die im Osten aufsteigende Hügelkette vor. Östlich von La Serena wurde das Meer am Eindringen in das bereits präpliozän angelegte Elqui-Tal durch die starken fluviatilen Schüttungen des Flusses gehindert. Dagegen konnte das Meer südlich von La Serena in das Tal südlich des C° Pan de Azucar (diesem Tal folgt die Bahn und die Straße nach Ovalle) eindringen und formte bei der Regression eine marine Ebene in ± 200 m Höhe. Die höchsten Teile des marinen Pliozän sowie die Sedimente einer Regressionsphase an der Wende Pliozän/Pleistozän sind in der Bucht von Coquimbo und La Serena der Erosion der altpleistozänen Ingression zum Opfer gefallen.

Pleistozän

Sedimente der Regressionsphase zwischen Pliozän und Pleistozän sind uns in der Bucht von Coquimbo La Serena nicht erhalten geblieben. Die pleistozänen Ingressionen haben die höchsten Teile der Pliozänserie gekappt und morphologisch überprägt.

Durch die weite Anlage der Bucht und die gleichmäßige, meist sandige Schichtfolge des Pliozän sind die verschiedenen Etappen der pleistozänen Ingressionen in dieser Bucht morphologisch sehr scharf ausgebildet. Wie bereits betont, ist dieser Küstenabschnitt als tektonisch relativ stabil anzusehen (PASKOFF, 1964, PASKOFF, 1967, HERM & PASKOFF, 1967a), so daß dieses Gebiet gewählt wurde, um eine neue Gliederung des marinen Pleistozän zu erarbeiten (HERM & PASKOFF, 1967 b) (siehe auch S. 9), zumal auch hier die Möglichkeiten der Anknüpfung an ältere Arbeiten (DARWIN, 1846) (BRÜGGEN, 1950) bestehen.

Als besonders günstig erwies sich das Gebiet südlich des Rio Elqui bis zur Bucht Herradura de Guayacan, da hier eine auffallende Konstanz der morphologischen Formen zu beobachten ist. Nördlich des Rio Elqui ist die pleistozäne, morphologische Überprägung nicht so klar ausgebildet. Die Höhenlagen der einzelnen morphologischen Formen sind nur bedingt korrelierbar, die den Terrassen auflagernden Sedimente sind oft verhüllt durch jüngere Dünen oder begraben unter kontinentalen Schuttmassen. Ferner ist nördlich des Rio Elqui mit tektonischen Veränderungen (Hebungen) des prätertiären Untergrundes noch in postpliozäner Zeit zu rechnen (PASKOFF, 1964).

Die höchste marine Terrasse, die dem Serena-I-Vorstoß zugeschrieben wird, ist das ausgedehnteste und am besten entwickelte marine Niveau. Sie ist nicht nur in der Bucht von La Serena-Coquimbo landschaftsformend entwickelt, sondern setzt sich auch S und N entlang der Küste im Grundgebirge als 2—4 km breiter Streifen fort. Mit einer Erosionsfläche geht sie über die pliozänen Sedimente hinweg und stößt bei einer Höhe von 120—130 m über NN gegen die östlich die Bucht begrenzenden Hügelketten. Diese marine Ingression drang ebenfalls in das grabenbruchartige Tal am Pan de Azucar vorbei nach S

vor. Die Terrasse ist mit 0,5 % westwärts geneigt und wird bei ca. 90 m NN von einem Kliff abgeschnitten. Dieses Kliff ist eine Erosionsform des nächst jüngeren Meeresvorstoßes, dem Serena II, das mit + 80 m über NN seinen Höchststand erreichte und bei der Regression eine ebenfalls westwärts geneigte Terrasse mit Regressionssedimenten hinterließ. Südlich La Serena ist diese Terrasse nur schmal und von äolischen Sedimenten bedeckt. Östlich Coquimbo ebnete dieser marine Zyklus die pliozänen Sedimente ein, überspülte sie und erreichte die Hänge der östlich aufsteigenden Hügelkette (C°. San Martin).

Das marine Mittelpleistozän erreichte mit seinem ältesten Zyklus, dem Herradura I nur noch eine Höhe von 35—40 m und ist durch ein stellenweise 30 m hohes Kliff von der Serena-II-Terrasse getrennt. Abermals durch ein Kliff abgetrennt, findet sich davor die Terrasse des Herradura II in einer Höhenlage von 15—20 m. Diese Terrassen sind besonders gut östlich Coquimbo und an der Herradura-Bucht erhalten geblieben.

Die jungpleistozäne Ingression (Cachagua) formte ein weiteres Kliff mit einer Basis bei 5—7 m.

Das postglaziale Meer erreichte in der älteren „Vega-Stufe" jedoch erneut diese Klifflinie, zog sich im Postglazial mit einer kurzen Unterbrechung bis zum heutigen Strand zurück und hinterließ auf einer von 5—7 m bis zum heutigen Strand geneigten Terrasse die Sedimente der unteren und mittleren Vega-Stufe.

Da die Morphologie dieses Gebietes mit den entsprechenden Aufschlüssen z. Z. von Paskoff in Bearbeitung ist (eine Zusammenfassung wurde von Paskoff 1967 gegeben) sollen hier nur die Faunen der verschiedenen Pleistozän-Stufen in ihrer Zusammensetzung behandelt werden. Dabei ergaben sich gute Rückschlüsse auf die Paleogeographie und zahlreiche ökologische Besonderheiten konnten analysiert werden.

Altpleistozän

Das altpleistozäne Meer erreichte während seines Hochstandes im südlichen Teil der Bucht, ebenso wie das pliozäne Meer, die Hügelkette des C° San Martin, drang ferner noch südlich in das Tal des C° Pan de Azucar ein und berührte den Fuß des Höhenzuges des Cerro La Cruz — Cerro Grande. Dabei ragte der C° Pan de Azucar als Insel auf. Am Fuß dieser Hügelketten und um den C° Pan de Azucar bildeten sich im Grundgebirge breite Abrasionsterrassen aus, auf der verteilt Grundgebirgsklippen und Felsen aufragten. In den 3—15 m tiefen Senken und Kleinbecken dazwischen sammelten sich Grobsedimente (Blöcke, Gerölle, Grobsande) mit einem hohen Anteil an Schalenschill, besonders in den Mittelkies- bis Grobsandfraktionen.

Beispiel I:

Analysen der Fossilgemeinschaften in solchen Vertiefungen zwischen den Felsenklippen NE C° Pan de Azucar (Cantera Vialidad) ergaben eine deutliche Differenzierung in 2 ehemaligen Faunengemeinschaften: (Abb. 29):

1) Liegend eine Faunengemeinschaft mit *Chlamys*-Vormacht
2) Hangend eine Faunengemeinschaft mit *Turritella*-Vormacht

Zu 1) Fauna (aus 8 Faunenanalysen gemittelt):

Chlamys purpurata	64 %
Turritella cingulata	11 %
Balanus div. sp.	7 %
Nucella div. sp.	3 %
Crepidula div. sp.	3 %
Übrige Gastropoda	6 %
Ostrea ferrarisi	2 %
Veneriden	1 %
Übrige Fauna	3 %

In Grobsanden mit reichlich gerundetem Schalenschutt und Geröllen finden sich die wenig zerstörten, meist dop-

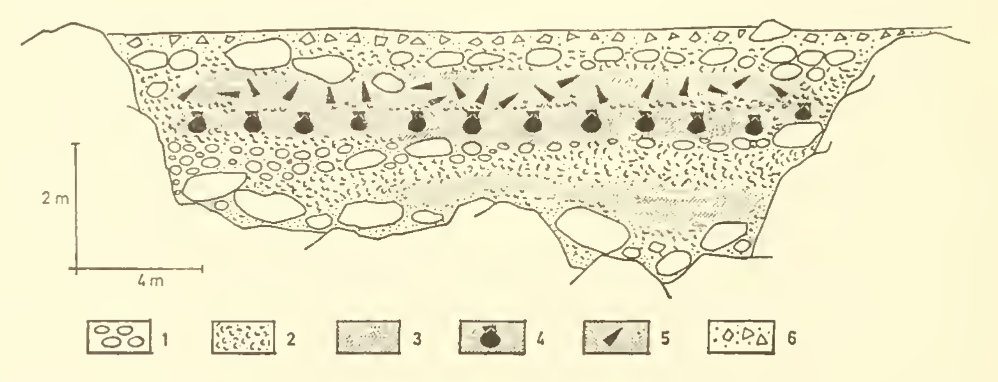


Abb. 29: Sedimentation und Fossilgemeinschaften in Klein-Becken auf einem Klippenfeld; Altpleistozän (Serena-I-Stufe); NE Co. Pan de Azucar.
1 = Marine Gerölle und Blöcke; 2 = Grobschill; 3 = Sand; 4 = Sande mit *Chlamys*-Vormacht; 5 = Sande mit *Turritella*-Vormacht; 6 = Colluviale Überdeckung.

pelklappigen *Chlamys purpurata* als beherrschendes Element.

Für *Chlamys purpurata* bestanden in diesem Biotop maximale Lebensbedingungen:

Grobkörniger Untergrund (Hauptkomponente Schalenschutt);
fehlende pelitische Sedimentation, (somit klares Wasser);
Geringe Sedimentationsrate;
Geringe Wassertiefe (sehr gute Durchlüftung durch die Nähe der Felsen, an denen im Brandungsbereich starke Sauerstoffaufnahme stattfand.

Mit zunehmender Entfernung von den felsigen Abrasionsterrassen in Richtung der sich erweiternden Bucht und mit Zunahme der Sandfraktionen wird der Lebensraum für Chlamys eingeengt und schließlich verdrängt durch eine vagile Infauna, besonders durch die grabenden Pelecypoden *Mesodesma* und *Mulinia.*

Zu 2) Fauna (aus 6 Faunenanalysen gemittelt):

Turritella cingulata	47 %
Chlamys purpurata	18 %
Balanus div. sp.	9 %
Oliva peruviana	5 %
Nucella sp.	4 %
Crepidula div. sp.	3 %
Übrige Gastropoda	4 %
Ostrea	2 %
Veneriden	3 %
Mesodesma	2 %
Übrige Fauna	3 %

In dieser Fossilgemeinschaft fällt die Gastropoden-Vormacht auf. Der Biotop wurde beherrscht durch die starke Wasserbewegung bei geringer Wassertiefe und durch die damit verbundenen starken Umwälzungen des Grobsedimentes, die z. B. die Ausbildung größerer *Ostrea*-Bestände verhinderte. Ein Großteil der angetroffenen Gastropoden ist charakteristisch für die Faunengemeinschaften der „rock-pool"-Biotope.

Die Wassertiefe war geringer als in 1), es dürfte sich bereits um die eigentliche Brandungszone im Gezeitenbereich handeln — ein Biotop, den *Chlamys* meidet.

Beispiel II:

Auf der weiten Abrasionsterrasse, (Serena-I-Stufe), die südlich Herradura, östlich dem C° Centinella vorgelagert ist, und sich bis zur Pta. Saliente zieht, finden sich ebenfalls in Vertiefungen zwischen den das allgemeine Abrasions-Niveau überragenden Felsenklippen, Grobsedimente mit reicher Fauna. Diese Fauna unterscheidet sich in ihrer Zusammensetzung wesentlich von der oben geschilderten. Zwischen den Klippen sind in Vertiefungen auf der Abrasionsterrasse reine Regressionssedimente erhalten geblieben: Blöcke und Rollsteine bis zu 4 m ⌀, Grobschille, Feinkonglomerate, Grobsande. Schwache Schrägschichtung ist durch den Wechsel von gröberen und feineren Schalenschuttlagen erkennbar. Die Schalen sind alle zerstört, wobei Bruch vorherrscht und nur untergeordnet Abrollung auftritt (es sind sehr oft noch die feinsten Skulpturelemente erhalten). Mächtigkeit dieser Regressionssedimente in den Vertiefungen ist stark schwankend zwischen 1—10 m.

Faunenzusammensetzung (nach Analysen aus den Grobschillen, gemittelt aus 6 Auszählungen):

Balanus div. sp.	43 %
Serpula div. sp.	18 %
Concholepas concholepas	7 %
Calyptraea trochiformis	3 %
Tegula atra + *T. luctuosa*	3 %
Nucella crassilabrum ssp.	4 %
Turritella cingulata	2 %
Tritonalia crassilabrum ssp.	2 %
Patella div. sp.	2 %
Crepidula div. sp.	1 %
Prisogaster niger	3 %
Fissurella sp.	1 %
Brachidontes purpuratus	2 %
Acar gradata	1 %
Chlamys purpurata	1 %
Veneriden	2 %
Echinoidea div. gen.	2 %
Übrige Fauna	3 %

Es fällt der hohe Prozentsatz der Reste von zerstörten, sessilen Organismen auf, die die Felsenklippen und das grobe Blockwerk dicht besiedelten (*Balanus, Serpula, Concholepas, Fissurella, Patella* etc.).

Die starke Brandung und Wasserbewegung bewirkte einen Abtransport der durch die Brandung zerstörten Schalenfragmente und schützte so die sich stets regenerierenden sessilen Organismen vor der Verschüttung. In dieser Faunengemeinschaft ist der hohe Prozentsatz von vagilen Gastropoden der ungeschützten, felsigen Küste (Vertreter der „rock-pool"-Assoziationen), wie *Tegula, Prisogaster, Turitella, Tritonalia* etc. kennzeichnend.

Das Sediment in den Vertiefungen der Abrasionsterrassen wurde sehr oft in seiner gesamten Mächtigkeit umgewälzt und bot so keinen Lebensraum für grabende Pelecypoden; selbst die beweglichen, aber doch mit einer relativ zerbrechlichen Schale ausgestatteten *Chlamys* konnten sich nicht in größeren Beständen halten.

Vergleicht man die Faunengemeinschaften von beiden Aufschlüssen (Beispiel I und II), so sind sie trotz gleichen Untergrundes (Felsenklippen und Vertiefungen; Schille, Grobsande etc.) und gleicher Tiefenlage (Brandungsbereich bis Infralitoral: 0 — max. 10 m) völlig verschieden. Die Lage zur Hauptwellenrichtung und die Exposition zur Brandung sind hier die primären bestimmenden Faktoren, die die Fauna beeinflußten:

Beispiel I: lag gegen die Brandung des offenen Meeres geschützt in einer Bucht, die nur nach N und NW offen war.

Beispiel II: lag ungeschützt gegen die von SW gerichteten Hauptwellen und -seegangsrichtung und war der starken Brandung frei ausgesetzt.

Dem Inneren der Bucht zu sind die Sedimente der Serena-I-Stufe durch zunehmenden Mittelsandgehalt und Abnahme der Geröll- und Grobschillkomponente gekennzeichnet. Die Faunenzusammensetzung zeigt eine Mischfossilgemeinschaft aus den Biotopen des sandigen Strandes und eines weiten, feinsandigen „fore-shore"-Bereich in einer geschützten Bucht. Einzelne Geröll-Lagen gaben auch sessilen Organismen Anheftungsmöglichkeiten, es kam gelegentlich zur Ausbildung kleiner *Ostrea*-Kolonien.

Beispiel:

Profil Straße La Serena-Ovalle, Aufstieg auf die 90 m Terrasse, S Tierras Blancas (vgl. PASKOFF, 1967):

Die Mittel- bis Feinsande des Pliozäns sind durch eine Abrasionsfläche abgeschnitten. Das Basiskonglomerat der 5 m mächtigen altpleistozänen Serie enthält zahlreiche Blöcke des Untergrundes (pliozäne Sandsteine). Darüber folgen Sande mit wechselnder Korngröße, vorwiegend Grobsande mit lagenweisen Anreicherungen von Schalenschutt und Geröllen. Muschelpflaster und westwärts gerichtete Schrägschüttung im höheren Teil weisen auf eine Entstehung im Regressions-Litoralbereich hin.

Fauna:

Acar gradata
Ostrea ferrarisi
Chlamys purpurata
Choromytilus chorus
Hormomya granulata
Laevicardium procerum grande
Cryptomya californica
Eurhomalea rufa
Protothaca thaca
Semele corrugata
Mesodesma donacium
Mulinia sp.
Ensis macha
Tagelus dombeii
Tegula atra
Tegula luctuosa
Nucella crassilabrum crassilabrum
Nucella crassilabrum costata
Oliva peruviana
Thais biserialis
Turritella cingulata
Crepidula dilatata
Balanus div. sp.

Die Regressionssedimente der altpleistozänen Ingressionen sind in den obersten Lagen, z. T. bis zu 3 m, zementartig durch Kalkkrustenbildung verbakken.

Der Karbonatgehalt stammt aus den reichlich vorhandenen Schalen und Schalenschutt und wurde nach Lösung und Aufstieg zur Sedimentoberfläche sekundär in millimeterdicken Krusten ausgefällt. Auf den mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen fehlen diese Erscheinungen ebenso wie es auch heute unter den herrschenden Klimabedingungen nicht zur geschlossenen Kalkkrustenbildung kommt.

Die in der älteren Literatur (DARWIN, 1846, STEINMANN, 1895, WILLIS, 1929) aufscheinenden Angaben über Kalke und kalkige Sandsteine im Pliozän (Formation Coquimbo) beziehen sich stets auf diese Bildungen, die sekundärer Natur sind. Während des Pliozän und Pleistozän reichten die Sedimentationsbedingungen nicht zu einer primären Karbonatbildung aus; den wesentlichsten Faktor hierbei dürfte die niedrige Temperatur gespielt haben.

Serena II

Die Terrasse der Serena-I-Stufe wird westwärts durch ein Kliff von wechselnder Höhe abgeschnitten, an dessen Fuß bei konstant ± 80 m über NN eine jüngere, marine Abrasionsterrasse mit Sedimentbedekkung angesetzt hat. Unmittelbar östlich La Serena ist diese Terrasse mit mächtigen äolischen Sedimenten überlagert (PASKOFF, 1964, 1967; HERM & PASKOFF, 1967b, Abb. 3).

Östlich der Bahia Herradura reicht diese Terrasse bis an den Fuß der Hügelkette des C°. San Martin, hier wurde also die ältere Terrasse der Serena-I-Stufe durch den jüngeren Meeresvorstoß erodiert. Das regredierende Meer dieses zweiten, altpleistozänen Meeresvorstoßes hinterließ meist nur geringmächtige (1—5 m), typische Strandsedimente: Grobsande, Schalenschutt, Gerölle in einer deutlichen westwärts gerichteten Schrägschüttung.

Bei der Fauna dieser Strandsedimente handelt es sich um Mischfossilgemeinschaften mit einem Vorherrschen von Faunenelementen aus den felsigen, relativ geschützten Biotopen entlang der Hügelketten *(Patella, Turritella, Chlamys)*, während dem Innern der Bucht zu (z. B. bei San Jose Chico) *Mesodesma* — *Mulinia* — Assoziationen oder Veneriden-Assoziationen die Vormachtstellung in den Faunengemeinschaften einnahmen.

Die altpleistozänen Terrassen südlich des Rio Elqui lassen sich nicht direkt mit den Bildungen nördlich des Rio Elqui korrelieren (PASKOFF, 1964, S. 9). Im Gebiet von Compania Baja dürfte der Rio Elqui mit seinen fluviatilen Terrassen die marinen Abrasionsterrassen und die Sedimentanhäufung während der Regression beeinflußt haben; weiter nördlich (Quebrada El Jardin) sind die verschiedenen marinen Niveaus unscharf in das Grundgebirge eingeschnitten und weitgehend durch große Dünen der Beobachtung entzogen.

Am Nord-Ende der Bucht jedoch, bei Juan Soldado und ostwärts entlang der Quebrada Romeral, wurde die altpleistozäne Serena-I-Terrasse bei ca. 100 m über NN scharf durch ein Kliff abgeschnitten. Eine jüngere, marine Terrasse setzt am Fuß dieses Kliffs bei ± 75 m über NN an und zieht mit einer Neigung von 1,5 ‰—2 ‰ westwärts bis ca. + 50 m, NN. Diese Abrasionsterrasse mit auflagernden Regressionssedimenten ist dem Serena-II-Meeresvorstoß zuzuordnen.

Die Steinbrüche des Zementwerkes „Juan Soldado" (Cantera Superior = Cantera Cavancha) sind in diesen altpleistozänen Sedimenten angelegt und gestatten ein dreidimensionales Beobachten der hier bis zu 12 m aufgeschlossenen Sedimentkörper des Serena-II-Vorstoßes:

1. Zusammensetzung des Sedimentes:

Grobsand, Fein- bis Mittelkonglomerate, Schalenschutt, einzelne Gerölle. Das Volumenverhältnis der anorganischen und organischen Komponenten schwankt stark:

Grobsandfraktion:

a) anorganische Komponente (Quarz, Gesteinspartikel): 93—12 %;

b) organische Komponente (Schalenschutt): 7—88 %;
In den gröberen Fraktionen (∅ 2—6 mm, 6—20 mm) nimmt der Prozentsatz der organischen Komponente

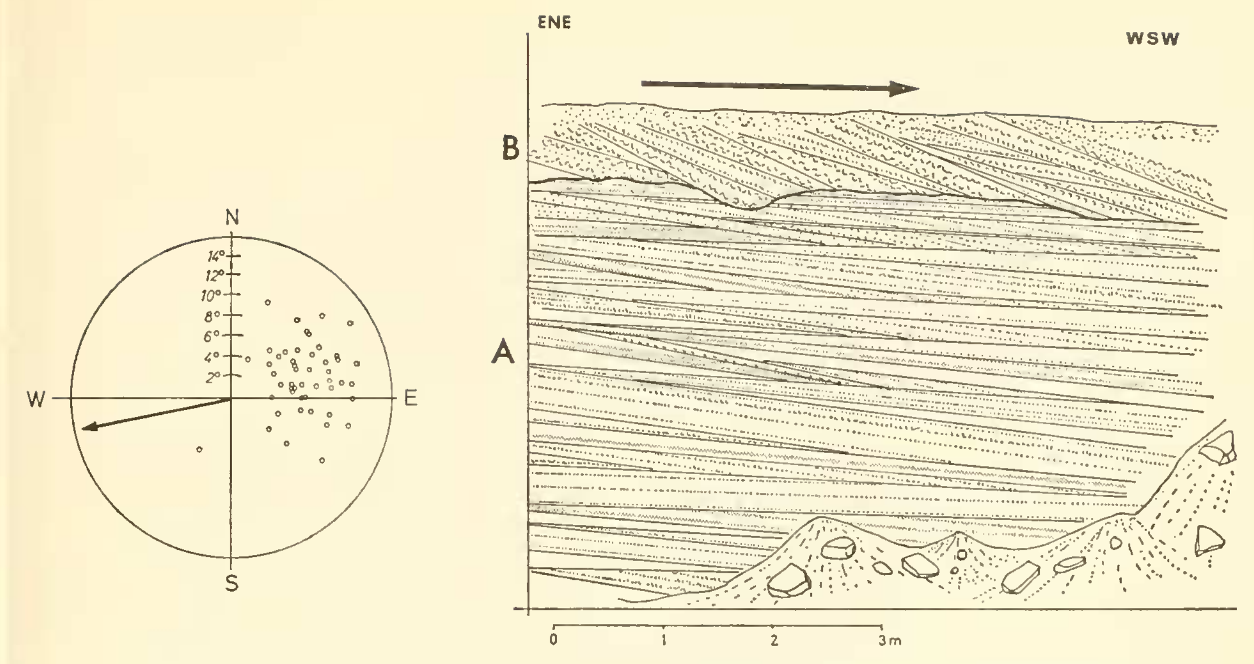


Abb. 30: Aufschlußbild in Grobschillen der Serena-II-Stufe; Juan Soldado, oberer Steinbruch (Cantera Cavancha) mit 2 verschiedenen Typen der Sedimentation: A = Sedimentation unterhalb der Brandungszone; B = Sedimentation innerhalb der Brandungszone. Der Pfeil deutet seewärts zur Zeit der Ablagerung.
Diagramm: Neigung und Richtung der Schrägschüttungs-Serien in A, (Darstellung der Flächenpole der Schrägschüttungs-Serien auf die untere Halbkugel).

(Schalenschutt) rasch zu und erreicht 96 %; d. h. Grob-Lagen können nahezu ganz aus dichtgepackten, abgerollten Schalenbruchstücken bestehen. Reine Geröll-Lagen sind selten, dagegen kommt es zur Ausbildung von Muschelpflastern aus nahezu unversehrten Schalen.

2. Schichtung (Abb. 30):

Das Aufschlußbild ist in einen unteren Teil (A) mit 7 bis 8 m aufgeschlossener Mächtigkeit und einen abweichenden oberen Teil (B) mit 1,5—2,5 m Mächtigkeit zweigeteilt.

A: Der untere Teil zeigt sehr lange (z. T. über 10 m) und geringmächtige (selten über 50 cm) Schrägschüttungs-Serien mit sehr schwacher, westwärts gerichteter Neigung. Unter Schrägschüttungsserien werden nach Niehoff (1958, S. 261) scheinbar bankähnliche Schichtkomplexe verstanden mit sowohl homogenem Schrägschichtungsgefüge als auch mit partiellen Inhomogenitäten.
Die Einzelblätter, die diese Schrägschüttungsserien aufbauen, erhalten ihre Feinschichtung durch den Wechsel der Korngrößen und des Materials: Grobsande mit hohem Gehalt an anorganischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, Quarz = meist dunkel gefärbt) wechseln mit Grobschillen (*Mesodesma*-Schill = meist weiß) ab. Jede Schrägschüttungsserie zeigt einen ihr eigenen Rhythmus in Korngröße und Mächtigkeit der Einzelblätter, die, je nach Korngröße, von 3—15 cm Mächtigkeit schwanken: je feiner das Sediment, desto dünner sind die Einzelblätter ausgebildet. Die Schrägschüttungsserien zeigen im Innern meist partielle Inhomogenitäten.
Die Liegend- bzw. Hangendgrenzen dieser Serien verlaufen bei der nahezu vollkommenen Konkordanz der Einzelblätter innerhalb der Serien über weite Strecken gradlinig, im Anschnitt also parallel oder spitzwinkelig zur Anlagerungsrichtung (vgl. Schema bei Niehoff, 1958, S. 262). Bei diesen Liegend- oder Hangendgrenzen handelt es sich meistens um Erosionsgrenzen; nach McKee (1957, S. 284) muß man also von einer „planar cross stratification" sprechen.
Es treten aber auch vereinzelt Schrägschüttungsserien auf, die ohne Erosionsdiskordanz aufeinander folgen, hierbei handelt es sich dann nach McKee (l. c.) um „simple cross stratification".
Die Neigung und die Richtung der einzelnen Schrägschüttungsserien ergibt sich aus Abb. 30 (Darstellung der Flächenpole der Schrägschüttungsserien auf die untere Halbkugel): Sie schwankt zwischen 2—14° und ist mit ihrem Maximum nach WSW gerichtet.
Der Schüttungswinkel ist sowohl abhängig von der Morphologie des Sedimentationsbereichs (Gefälle des Vor-Strand-Bereiches zum Schelf zu) als auch vom Sedimenttyp (Korngröße und Gestalt des Sedimentkomponenten). Quarzsande haben bedeutend geringere Winkel als sperriger, grober Schalenschutt. Trotz der hier auftretenden unterschiedlichen Korngrößen und Materialien ist der Winkel in den einzelnen Schrägschüttungen bemerkenswert konstant.
Aus den oben angeführten Beobachtungen kann man auf eine Schüttung in einem ruhigen, ausgeglichenen Sedimentationsbereich schließen, d. h. auf einen Bereich, der unterhalb der starken Strömungen der Brandungszone lag und in den aber Schalenschutt und Grobsand aus höheren Bereichen (Aufarbeitungsbereich der eigentlichen Brandungszone) eintransportiert wurde.

B: Über einer undeutlich ausgebildeten Erosionsfläche finden sich gegenüber A stärker geneigte Schrägschüttungsserien, die als Hangend- bzw. Liegend-

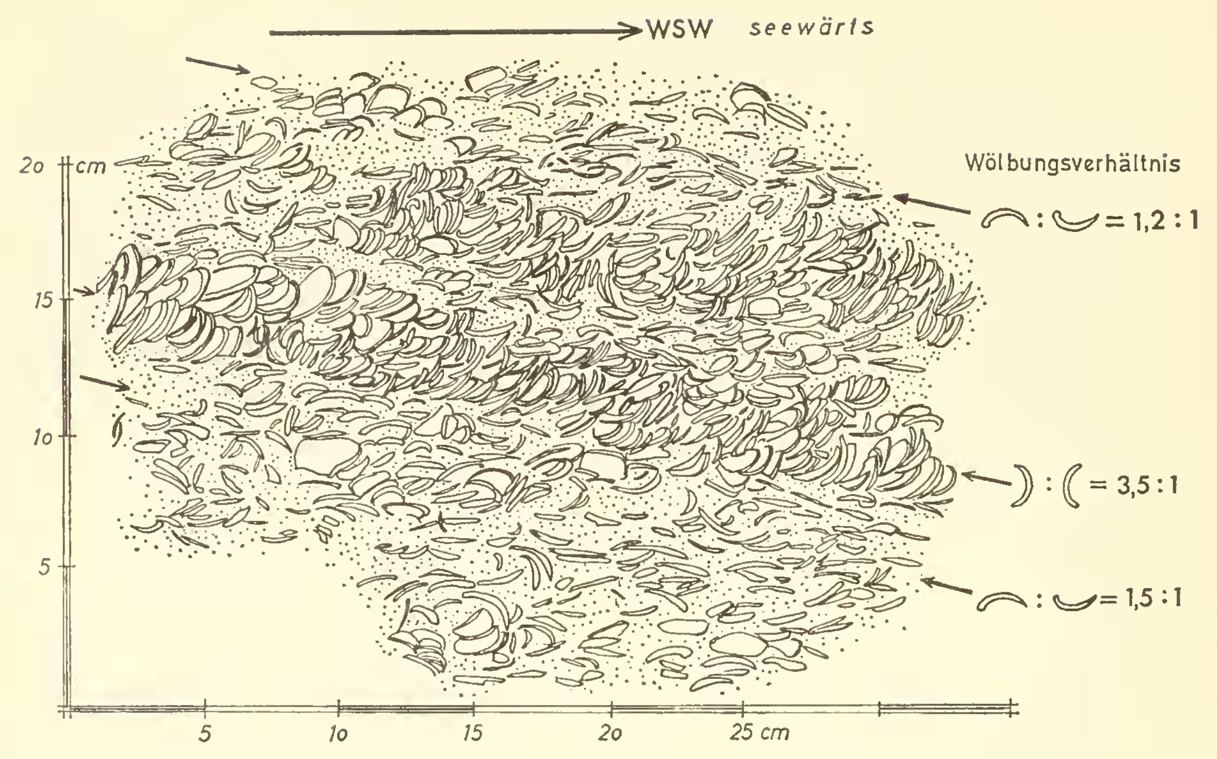


Abb. 31: Einregelung mit Hochkantstellung von *Mesodesma donacium* Schalenfragmenten; Altpleistozän (Serena-II-Stufe); Juan Soldado (Cantera Cavancha); (Erläuterungen siehe im Text).

grenze stets Erosionsgrenzen haben, also den Typ der „planar cross stratification" representieren. Das Sedimentmaterial ist durchweg gröber als in A und besteht überwiegend aus Schalenschutt (Korngröße meist > 6 mm). Lagenweise finden sich unzerbrochene, stark abgerollte Schalen. Einige Serien haben ein Korngrößenmaximum im Bereich über 20 mm. Die Grenzen der einzelnen Serien und der Einzelblätter sind bedeutend unschärfer als im Teil A. Starke Turbulenz des Wassers (im Brandungswellenbereich) verhinderte hier eine gleichmäßige, rhythmische Sedimentation wie im Teil A.

Die schlechte Sortierung von Schalenschutt mit Grobsand und der hohe Prozentsatz von eckigem Schalenbruch mag zu dem ungewöhnlich steilen Winkel von 18—24° dieser Schüttung geführt haben (McKee 1957, S. 1715).

Wenn auch normalerweise starke Wellentätigkeit (Sturm) flache Winkel der einzelnen Schrägschichtungsserien verursacht (Logvinenko & Remizov, 1964), so sind doch die Erosionsflächen zwischen den einzelnen Schrägschüttungsserien bei starkem Seegang steiler. McKee (1957, S. 1715) beschrieb für sehr groben Schalenschutt unter Beimengung von unzerbrochenen Schalen bei einer seewärtigen Strandneigung von 11° eine sehr steile Neigung der Schüttungskörper bis zu 22°.

Die im Schichtkörper B auftretende Schrägschüttungs-Neigung entspricht allgemein den Regressionssedimenten anderer Pleistozän-Vorkommen (Caldera, Tongoy). Diese oberste Schicht B entspricht der letzten Phase der marinen Ablagerung beim Zurückweichen der Strandlinie. Die Wassertiefe und die veränderten Lagen in Bezug auf die Wasserbewegung (bei A: unterhalb der Brandungstätigkeit; bei B innerhalb der Brandungszone) bewirken bei gleichem Sedimentmaterial in einem Profil verschiedene Typen der Schrägschichtung mit stark unterschiedlichen Neigungswinkeln.

3. Hochkantstellung (Abb. 31):

In den höheren Lagen des Profils (B), in denen mächtigere Schrägschüttungsserien aus grobem Schill vorherrschen, sind zwischen den Bändern mit unregelmäßiger, regelloser Schillpackung Lagen mit Schalen in ausgesprochener Hochkantstellung eingebettet.

Diese Lagen beginnen mit einem Muschelpflaster (überwiegend „gewölbt oben") in schwacher Imbrication. Diese Dachziegel-Lagerung weist auf eine laminare, nicht turbulente Strömung nach WSW, also seewärts, hin (vgl. Häntschel, 1939, S. 416, Abb. 3). Darüber folgen in dichtgepackter Hochkantstellung längliche, stark abgerollte Schalenbruchstücke von Mesodesma mit einer mittleren Größe von 30×20 mm in 2- bis 5fachen Lagen übereinander. Die Einregelung „gewölbt nach WSW" überwiegt 3,5fach über die Einregelung „gewölbt nach ENE". Mehrere solche Hochkantbänkchen folgen übereinander, getrennt jeweils durch regellose Schill-Lagen.

Starker seitlicher Schub und geringer Sedimentanfall führen zur Hochkantstellung von Muschelschalen und Bruchstücken (Schäfer, 1941, S. 32); dabei werden Klappen von abweichender Größe oder Gestalt (Klappen anderer Arten oder Gattungen) aus dem Verband verdrängt. Es tritt eine Größen- und Gestaltssortierung und dadurch eine „Artsortierung" auf. So zeigt sich in den untersuchten Lagen *Mesodesma donacium* mit 99,1 % vertreten.

Die auftretende Wölbungs-Einregelung (konvex in Richtung des Schubes) zeigt in dem untersuchten Aufschluß nach WSW, also seewärts. Somit ist nicht die landwärts-gerichtete Kraft der Seegangs- oder Brandungswelle die Ursache dieser Lagerung, sondern das Aufrichten und Ineinanderschieben der Klappen wurde

durch das seewärts gerichtete, am Grunde des Vorstrandes laufende Wasser bewirkt.
Am Vorstrand können besonders in den schmalen Zonen der sog. „rip currents" hohe Rückfluß-Geschwindigkeiten am Boden des Wasserkörpers, direkt über dem Sediment auftreten (vgl. INMAN & BAGNOLD, 1963, S. 541).
Dieses Beispiel zeigt, daß eine Hochkantstellung mit Wölbungseinregelung als Strömungsanzeiger nicht nur im Strandbereich als Seegangs-Richtungsanzeiger (wie in der bisherigen Literatur erwähnt: SCHÄFER, 1941, 1963; SEILACHER & MEISCHNER, 1965) verwendet werden kann, sondern auch als Hinweis für andere Strömungsrichtungen in einem Vorstrandbereich dienen kann.

4. Zusammensetzung der Fossilgemeinschaft (gemittelt aus 12 Auszählungen):

Mesodoma donacium	92 %
Mulinia div. sp.	2 %
Protothaca thaca	1 %
Eurhomalea rufa	0,5 %
Chlamys purpurata	0,5 %
Tagelus dombeii	0,5 %
Oliva peruviana	0,5 %
Tegula atra	0,5 %
Nucella sp.	0,5 %
Übrige	2 %

Diese Mischfossilgemeinschaft wird dominiert von *Mesodesma donacium.* Die Schalen wurden im N-Winkel der Bucht La Serena-Coquimbo (zur Zeit der Serena II Stufe noch eine zusammenhängende Bucht!) in großer Menge (Mächtigkeit des Sedimentes mehr als 12 m) zusammengeschwemmt. Die sich südlich dieser Lagerstätte anschließende Bucht war der Lebensraum einer nahezu monotypischen Mollusken-Assoziation *(Mesodesma*-Assoziation). Die Hauptwind- bzw. Brandungsrichtung von S und SW unterstützte zusammen mit einer küstenparallelen Versatz-Strömung von S nach N den Transport der Schalen aus dem Lebensraum in den nördlichen Winkel der Bucht. Schalenschutt aus den sich nördlich anschließenden Biotopen des felsigen Untergrundes (Pta. Teatinos) fehlt vollkommen.
Die starke S-N-Strömung führte die Sandfraktion aus dieser Bucht weiter (seewärts oder um das Felsenkap nach N); das gewinkelte N-Ende der Bucht wurde zur Grobschill-Falle.

Zusammenfassend kann für den N-Teil der Bucht zur Zeit der Serena-II-Ingression festgestellt werden: Eine starke Strömung von S nach N bewirkte eine zunächst beträchtliche Erosion der Pliozänserie; das Erosionsniveau der Ingression liegt tiefer als im Süden der Bucht. Durch diese Strömung wurde reicher Schalenschutt aus der südlich anschließenden Bucht herantransportiert und nach einer Korngrößensortierung (Mittelsandfraktion wurde weitgehend abgeführt) hier einsedimentiert (>12 m).

Die Fossilgemeinschaften lassen auf eine morphologisch und in Bezug auf die Biotope einheitliche Bucht mit gleichförmigen Mollusken-Besiedlungen schließen, deren Strömungsverhältnisse und -intensität von den heutigen Gegebenheiten abwichen.

Mittelpleistozän

Im Mittelpleistozän wurden 2 Zyklen von marinen Ingressionen unterschieden (HERM & PASKOFF, 1967 b). Der ältere Zyklus (Herradura I) formte eine Terrasse, die landeinwärts durch ein Kliff von der Terrasse der Serena-II-Stufe abgesetzt ist; ihre Oberkante liegt bei 35—40 m über NN. Besonders in Gebieten mit pliozänen Sedimenten sind diese Klifflinien und die davorliegende Terrasse sehr gut ausgeprägt, so z. B. entlang der Bahia de Herradura (vgl. HERM & PASKOFF, l. c. Abb. 2). Die Bucht von Coquimbo und La Serena war im Mittelpleistozän bereits eingeengt. Im südlichen Teil ragte die Insel Guayacan auf, die während der Regression der Herradura-I-Stufe rasch mit dem Festland zu einer Halbinsel verbunden wurde. Es bildete sich südlich die Bahia de Herradura und nördlich die größere Bahia de Coquimbo.

Diese Unterteilung der Bucht und das Auftauchen von Grundgebirgsinseln durch die Erosion prägt sich auch im Bild der Fossilgemeinschaften auf, die wir in den meist geringmächtigen Regressionssedimenten auf dieser Terrasse der Herradura-Zyklen finden. Die Fossilgemeinschaften sind gemischt aus Vertretern des sandigen, relativ geschützten Sand-Vorstrandes und aus Vertretern des felsigen Untergrundes. Es kam nicht mehr zu diesen weitausgedehnten und durch nur eine Art beherrschten Faunengemeinschaften in der Vorstrandzone, wie z. B. die *Mesodesma*-Vormacht während der Serena-II-Ingression.

Beispiel:
N-Ende der Bucht; Carretera Panamericana (100 m N km 480):
Über einer Erosionsfläche in pliozänen Feinsanden lagern mittelpleistozäne, vollmarine Grobsande und Schille. Dem Hangenden zu folgen schlecht sortierte Sande mit reichlich eckigen Geröllen (z. T. in imbricater Lagerung), Silte und Schlufflinsen. In diesen Sedimenten und in der Fauna ist mit fortschreitender Regression des Herradura-Meeres der zunehmende Einfluß einer Flußmündung ablesbar.

Fauna: (gemittelt auf 7 Faunenanalysen):

Mulinia div. sp.	53 %
Tagelus dombeii	19 %
Ensis macha	5 %
Mesodesma donacium	3 %
Eurhomalea sp.	3 %
Transennella pannosa	3 %
Protothaca thaca	2 %
Chorus sp.	2 %
Tegula atra	1 %
Crepidula sp.	1 %
Chlamys purpurata	1 %
Nucella sp.	1 %
Übrige	6 %

Rezentbeobachtungen an Flußmündungen (Rio Maipo, Laguna de Cahuil) zeigten, daß *Mulinia* und *Tagelus* gegen Salzgehaltschwankungen und wechselnde Korngrößen des Substrates toleranter sind und in einem solchen Milieu höhere Besiedlungsdichten erreichen als *Mesodesma* und Veneriden.

Im Mittelpleistozän ist in diesem Teil der Bucht nicht mehr die starke Strömung, die das Sedimentationsbild und die Faunenzusammensetzung der Serena-II-Ingression diktierte, festzustellen; der beherr-

schende Einfluß ging von einer Flußmündung (Quebr. Romeral) in eine ruhige Bucht aus.

Im südlichen Teil der Bucht besteht die Auflagerung auf der Abrasionsterrasse des Herradura-I-Zyklus meistens nur aus sehr geringmächtigen (1—3 m) Lagen von groben, westwärts schräggeschütteten Regressionssedimenten aus Sanden mit reichlich Schalenschill.

Zur Zeit der Ingression der Herradura-II-Stufe blieb im südlichen Teil der Bucht die Felseninsel Guayacan mit dem Festland als Halbinsel verbunden. Sowohl südlich in der Teilbucht Herradura als auch nördlich in der Bahia Coquimbo bildete der Meereshochstand der Herradura-II-Stufe eine Terrasse aus, die bis zu einer Höhe von 15—20 m über NN reicht und landeinwärts an ein Kliff stößt.

Aufschlüsse:

1. Sandgruben Carretera Panamericana, unmittelbar nördlich der Brücke Estero Culebron:
   Paskoff wies (1964, S. 7) bereits in diesem Aufschluß auf eine Zweiteilung der Pleistozänsedimente hin. In diesem Profil sind uns 3 Phasen (Transgression, Hochstand und Regression) der Ingression erhalten geblieben (von unten nach oben):
   a) Grobe Transgressionssedimente mit zahlreichen aufgearbeiteten Blöcken des pliozänen Untergrundes, Grobsande, reichlich Schalenschutt legt sich über eine unregelmäßige und stark von *Pholas chiloensis* angebohrte Abrasionsfläche, in pliozänen Feinsanden.
   b) Eine Lage aus Mittel- bis Feinsanden mit untergeordnet Schalenschutt, kennzeichnet den Hochstand (Sand ist aufgearbeitetes pliozänes Material).
   c) Grobsande, Schille und reichlich Gerölle in westwärts geneigter Schrägschüttung bilden die Regressionssedimente.

   Ein Faunenvergleich der Transgressionsablagerungen mit den Faunen der Regressionsbildung zeigt keine wesentlichen Unterschiede. Es handelt sich in beiden Fällen um eine Mischfossil-Gemeinschaft des sandigen höheren Sublitorals mit Einschwemmungen aus den nahegelegenen Biotopen des felsigen Untergrundes.

Fossilgemeinschaften in den Sedimenten der

	transgressiven Phase	regressiven Phase
Mulinia div. sp.	42 %	25 %
Mesodesma donacium	3 %	3 %
Tagelus dombeii	6 %	7 %
Chlamys purpurata	4 %	20 %
Transennella pannosa	3 %	5 %
Veneriden (*Protothaca, Eurhomalea*)	6 %	4 %
Pholas chiloensis	5 %	—
Choromytilus chorus	3 %	5 %
Crepidula sp.	4 %	11 %
Calyptraea trochiformis	1 %	2 %
Turritella cingulata	13 %	2 %
Argobuccinum sp.	2 %	2 %
Tegula atra	2 %	3 %
Tegula luctuosa	—	1 %
Oliva peruviana	—	2 %
Nucella (Acanthina) sp.	—	1 %
Balanus sp.	3 %	3 %
Übrige	3 %	4 %

Im Transgressions-Sediment beherrscht *Mulinia* das Faunenbild, lithophage Formen treten auf. Im Regressionssediment ist neben *Mulinia* auch *Chlamys* sehr individuenreich vertreten; in den höchsten Lagen wurden in verstärktem Maße Elemente der Biotope eines felsigen Untergrundes eingeschwemmt.

2. Aufschlüsse an der Carretera Panamericana, Mitte Bahia Herradura, unterhalb Miramar:
   Grobsande und Grobschille mit reichlich Geröllen und Schalen liegen hier mit 1,5—2 m Mächtigkeit einer unregelmäßigen Erosionsfläche in Feinsanden des Pliozän auf.

   Fossilgemeinschaft:

   Mulinia div. sp.
   Mesodesma donacium
   Chlamys purpurata
   Hormomya granulata
   Chama pellucida
   Glycymeris ovata
   Tivela planulata
   Diplodonta inconspicua
   Cryptomya californica
   Protothaca thaca
   Eurhomalea rufa
   Anatina (Raeta) undulata
   Ensis macha
   Tagelus dombeii
   Petricolaria rugosa
   Scurria scurria
   Tegula atra
   Tegula tridentata
   Tegula luctuosa
   Littorina peruviana
   Prisogaster niger
   Turritella cingulata
   Micronellum sp.
   Calyptraea trochiformis
   Crepidula dilatata
   Argobuccinum sp.
   Nucella crassilabrum crassilabrum
   Nassarius gayi
   Oliva peruviana

   Diese Fossilgemeinschaft zeigt die gemischte Zusammensetzung aus den autochthonen Elementen des grob- bis mittelsandigen Biotops einer relativ geschützten Bucht und den allochthonen Elementen aus den Biotopen mit felsigem Untergrund, die die Bucht auf beiden Seiten säumten.

In der geschlossenen Bucht konnte sich eine vielgestaltige Faunengemeinschaft ansiedeln, da die Brandung und die starke Sedimentumwälzung als beschränkende Faktoren weitgehend fehlten.

In den Arten selber und in ihren Verbreitungsgrenzen zeigt die Fauna der Herradura-II-Stufe keine Unterschiede gegenüber der heute in dieser Bucht und den angrenzenden Felsenregionen lebenden Fauna.

Jungpleistozän und Holozän

Ein 5—8 m hohes Kliff, das sich in auffallender Frische entlang der Bahia de Herradura und zwischen Coquimbo und La Serena verfolgen läßt, schneidet die mittelpleistozäne Herradura-II-Terrasse ab. Die Bildung dieses Kliffs wird der Cachagua-Stufe zugeordnet (Herm & Paskoff, 1967b).

Der jüngere Vorstoß des Meeres der Vega-Stufe erreichte jedoch ebenfalls dieses Kliff in einer Höhe von 6—8 m über dem heutigen Meeresspiegel, so daß die weite Anlandungsfläche vor diesem Kliff eine Bildung der holozänen Regression (Vega-Stufe) ist. Die Anlandung erfolgte in der Bahia de Coquimbo rasch, so daß dieser Streifen von der Klifflinie bis zum heutigen Strand bis 2 km breit ist. Hier herrschen feinsandige Sedimente vor, denen verschiedene Strandwälle mit Geröll- und Schillanreicherungen aufgesetzt sind. Zwischen diesen Strandwällen kam es zur Versumpfung und zur Anreicherung von schlammigen Sedimenten. Nördlich La Serena ist diese Fläche z. T. mit konsolidierten Dünen überdeckt (Paskoff, 1967).

Montane (1964) und Paskoff (1967) konnten feststellen, daß sich auf dieser seewärts geneigten Anlandungsfläche Anzeichen für Stillstände oder schwache neuerliche Transgression des Meeres während des Holozäns nachweisen lassen, die sie mit dem Calais- und Dünkirchen-Stadium der europäischen Gliederung verglichen. Diese Etappen des Rückzuges des holozänen Meeresspiegels konnte Paskoff (1964) ebenfalls entlang der felsigen Küste der Halbinsel Guayacan verfolgen.

Die Fauna in diesen Ablagerungen des Holozän zeigen in ihrer Zusammensetzung keine Unterschiede gegenüber der Fauna und den Totengemeinschaften am rezenten, sandigen Anlandungs-Strand.

Im Holozän fanden keine morphologischen Veränderungen in dieser Bucht statt, die einen Biotopwechsel verursachten und damit die Zusammensetzung der Fauna hätten beeinflussen können.

2.1.7 Tongoy

(Benutzte topographische Unterlagen: Carta preliminar 1 : 250 000, Nr. 3071, Ovalle; Luftbilder Hycon (1956), Nr. 3175—3168, 3180—3185, 3226—3233; Seekarten der Armada de Chile: 1 : 100 000, Pta. Poroto — Lengua de Vaca; 1 : 32 000, Bahia Tongoy).

Südlich Coquimbo schließt sich zwischen 30° 8′ und 30° 25′ eine Doppelbucht an, entlang der über 30 km Erstreckung marine, pliozäne Sedimente anstehen, die im Pleistozän durch marine Ingressionen sehr landschaftsformend morphologisch überprägt wurden. Östlich des Felskaps Pta. Lengua de Vaca springt die Küste in der Bahia Tongoy zurück. Der C°. Guanaquero begrenzt diese weite Bucht im Norden und trennt sie von der sich nördlich anschließenden Bahia Guanaqueros die nordwärts bis zur vorspringenden Küste der Pta. Lagunillas reicht. Diese beiden Einbuchtungen standen im Pliozän und im Altpleistozän miteinander im Zusammenhang und hatten zumindestens im Pliozän eine Verbindung zur Bucht von Coquimbo — La Serena.

Es soll im folgenden besonders auf die in der Einbuchtung der Bahia Tongoy abgelagerten Sedimente eingegangen werden. Es handelt sich hierbei um eine N—S gestreckte Grabenzone, die westlich begrenzt wird durch den aus metamorphen Schichten aufgebauten tektonischen Horst der Altos de Talinay, der im Felsenkap Pta. Lengua de Vaca weit nach N vorragt. Während die W-Begrenzung dieser Grabenzone sich gut verfolgen läßt (Herm, Paskoff & Stiefel, 1967) und bei Puerto Aldea auf kleinen Staffelbruchschollen geneigte Schichten des Pliozän Bewegungen bis ins Pleistozän beweisen, ist die E-Begrenzung nicht so klar, sie verläuft am Fuß der östlich der Carretera Panamericana steil aufsteigenden Hügelkette. Die Senkungstendenz in der Grabenzone bestimmte hier das Sedimentationsbild im Pliozän und wirkte sich, da sie bis in das Pleistozän anhielt, auch auf die morphologische Überprägung durch die quartären Meeresspiegelschwankungen aus. Die einzelnen Terrassen sind nicht so scharf voneinander getrennt wie in dem tektonisch stabilen Gebiet von Coquimbo — La Serena.

Während des Pliozän mündete der Rio Limari in die Bahia de Tongoy. Er schwenkte W Ovalle nach N ab und folgte mehr oder weniger dem Verlauf der heutigen Quebrada Pachingo. Erst im Pleistozän verlagerte der Rio Limari seinen Unterlauf und brach durch die Altos de Talinay direkt nach W durch.

Die Kombination einer Senkungstendenz in einer Grabenzone mit Erscheinungen einer Flußmündung sind zwei wichtige Faktoren, die hier die Sedimentation und damit die Verteilung der Faunengemeinschaften beeinflußten.

Pliozän

Geophysikalische Untersuchungen (Meinardus, 1961) und Bohrungen (vgl. Herm, Paskoff & Stiefel, 1967, S. 21) zeigten, daß das Grundgebirge in der Grabenzone von Tongoy bis zu 700 m unter NN liegt. 600 m mächtige Schotter und Sande fluviatilen Ursprungs füllen diese Grabenzone aus, entstanden während der stärksten Absenkungszeit, an der Wende Miozän/Pliozän und im Altpliozän (Herm & Paskoff, 1967a).

Gut aufgeschlossene Profile der Pliozänserie finden sich in der Quebrada Pachingo. An einigen Beispielen sollen die starken lithologischen Wechsel aufgezeigt werden, die meist durch die wechselnden Lagen der alten Rio Limari-Mündung bedingt waren und die einen starken Einfluß auf die Zusammensetzung der Faunengemeinschaften ausübten.

Beispiel I: Profil Quebrada Pachingo, W-Hang, W Estanica Tangue (Abb. 32) (von unten nach oben):

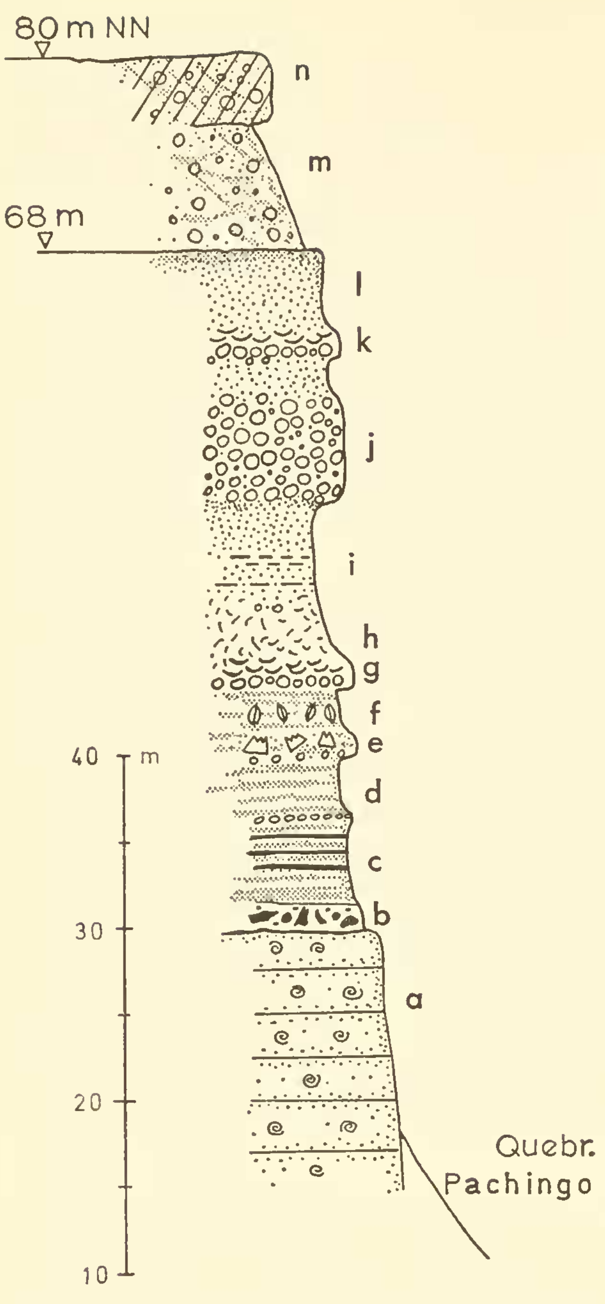


Abb. 32: Profil am W-Hang der Quebrada Pachingo, Unterlauf, W Estancia Tangue;
a = tiefere Pliozän-Serie; b = Sedimentationsunterbrechung; c—l = höhere Pliozän-Serie; m—n = altpleistozäne Regressionssedimente, im oberen Teil (n) durch Kalkkrustenbildung verhärtet. Detaillierte Profilbeschreibung siehe im Text.

a) Gutgebankte Feinsande mit nahezu reiner Turritellen-Fossilgemeinschaft (*Turritella cingulatiformis:* 96 %; Beifauna: *Chlamys*, Veneriden).

b) Phosphoritlage: In Grobsanden eingelagerte Mittelkieslagen mit Geröllen; Komponenten meist schlecht gerundet, zahlreiche Quarze, Anreicherungen von Knochenresten und Selachierzähnen; Großteil der Komponenten ist mit 2—4 konzentrischen Lagen von Calciumphosphat überzogen. Nach LOPEZ (1965, S. 27) liegt der mittlere Durchmesser der Phosphoritknöllchen bei 0,75—1,5 mm, einzelne Komponenten mit phosphoritischen Krusten erreichen 6 cm Länge. Anhäufungen von Phosphoritknollen sind an rinnenförmige Depressionen gebunden, die lateral rasch auskeilen.
In dieser Schicht ist eine Sedimentationsunterbrechung mit starker Sedimentaufarbeitung und Umlagerung dokumentiert.

c) Feinsande mit lokal eingeschalteten Diatomitlagen, die auf eine ruhige Sedimentation hinweisen.

d) In die Feinsande schalten sich geringmächtige Gerölllagen, z. T. linsenförmig ein. Sie boten vereinzelten *Ostrea* die Möglichkeit der Anheftung; zur Bildung von größeren Austernkolonien kam es nicht.

e) Geröllagen, die beim Aussetzen von feinkörniger Sedimentation dicht mit *Crepidula* und *Balanus* besiedelt wurden.

f) Bei ruhiger Mittel- bis Feinsand-Sedimentation dichte Besiedlung mit Veneriden-Faunen-Gemeinschaften.

g) Geröllschüttungen, vorwiegend aus SE, die mit der alten Mündung des Rio Limari in Zusammenhang gebracht werden können. Auf den Geröllbänken kommt es zur Bildung ausgedehnter Austernbänke. Verfolgt man die grobklastischen Schüttungen lateral, parallel der ehemaligen Küste, d. h. senkrecht zur rekonstruierten Mündung des Rio Limari, so zeigt sich ein Pendeln der Grobschüttungen, wobei stets die grobklastischen Lagen nach NE zu weiter aushalten, woraus auf eine einseitige küstenparallele Verdriftung des groben Materials nach N geschlossen werden kann.

h) Grobsande und Grobschille verschütteten die Austernbänke; Übergang zu einer ruhigen Sedimentation mit Mittel- und Feinsanden.

i) Schlufflagen, in Feinsande eingelagert, weisen auf sehr strömungsarme Sedimentationsbedingungen seitlich der Hauptgeröllfluren der alten Mündung hin.

j) Ungeschichteter Konglomerate; die Schüttung war offensichtlich sehr rasch, so daß es nicht zur Austernbesiedlung kam.

k) In Mittelsande eingelagerte Geröllhorizonte sind mit einzelnen Balaniden und *Ostrea* bewachsen.

l) Folge von ungeschichteten, einförmigen Mittelsanden.

Bei 68 m über NN wird die pliozäne Schichtfolge durch die altpleistozäne Erosion abgeschnitten. Es folgen im Profil Sedimente der altpleistozänen Regression:

m) Strandsedimente mit reichlich Fossilschutt und Strandgeröllen.

n) Sekundäre Verhärtung dieser Regressionssedimente durch Kalkkrustenbildung.

Im gesamten S-Teil der Bucht von Tongoy ist der untere Teil der marinen Pliozänserie durch die starken Schüttungen der ehemaligen Rio Limari-Mündung beeinflußt; rascher seitlicher Wechsel und mehrfaches Wiederholen von grobklastischen Schüttungen mit Mittel- bis Feinsanden charakterisieren das Sedimentationsbild. Eine deutliche Sedimentationsunterbrechung ist durch eine an Mächtigkeit schwankende Phosphoritknollen-Lage angezeigt.

Beispiel: (höherer Teil der marinen Pliozänfolge), Übergang der Quebrada Seca in die Quebrada Pachingo, östliches Ufer, Anrisse unmittelbar nördlich des starken Talknicks, ca. 1200 m SSE der Ortschaft Pachingo:

Basis des Aufschlusses + 105 m NN; Oberkante des Aufschlusses: + 180 m NN (von unten nach oben):

a) Mäßig gebankte, gleichförmige Mittel-Feinsande mit geringmächtigen Schlufflagen. In diese Serie sind 20—70 cm mächtige Bänke mit Fossilanreicherungen in äußerst dichter Packung eingeschaltet 35 m
b) Grobsande, Grobschille, meist ungebankt mit eingeschalteten Geröllschüttungen 12 m
c) wie a) 10 m
d) Mittel- bis Grobsande, schräggeschichtet, die dem Hangenden zu in ungebankte marine Schotter mit Sand- und Schillgehalt übergehen 8 m
e) Überlagerung durch altpleistozäne, nichtmarine Schotter 10 m

Zu a).

An den in dieser Serie eingeschalteten Fossillagen lassen sich bankweise folgende Fossilgemeinschaften unterscheiden:

1. Bänke mit Veneriden:

Veneriden	91 % (davon 55% doppelklappig eingebettet)
Crepidula	3 %
Fusinus	2 %
Chorus	2 %
Balanus	2 %

Diese Veneridenbänke stellen Auswaschungshorizonte dar. Sande, die dicht mit Veneriden als Infauna besiedelt waren, wurden periodisch umgewälzt, der Sand abtransportiert und die ausgeschwemmten Schalen (meist doppelklappig) lagenweise angereichert.

2. Crepidula-Bänke:

Crepidula	91 %	(meist abgerollt, selten zerbrochen)
Veneriden	7 %	
Gastropoda	2 %	(sonstige)

Diese *Crepidula*-Bänke lassen sich lateral meist über mehr als 1000 m verfolgen und gehen mit zunehmender Korngröße der Matrix in Fein- bis Grobkieslagen und schließlich in Geröllagen über. Diese „hard-grounds" waren die eigentlichen Lebensräume von *Crepidula*, wo sie in Massen auftraten und von wo die Schalen seitwärts über ein weites Gebiet verdriftet wurden.

3. Balaniden-Bänke:

Balanus	76 %	(meist zerbrochen)
Crepidula	14 %	
sonstige Gastropoden	4 %	
Veneriden	2 %	
sonstige Pelecypoden	4 %	

Innerhalb der Balaniden-Bänke tritt meist eine Korngrößensortierung des Schills auf (Bruchstücke > 4 mm ∅ im basalen Teil, kleinere Fragmente zunehmend im hangenden Teil der Bänke. Diese Balaniden-Bänke leiten lateral meist zu Geröllagen oder zu anstehenden Grundgebirgsinseln, die als Lebensraum dieser großen Mengen von Balaniden dienten.

Die Bänke mit einer monotonen, nahezu unispezifischen Fauna, die in die gleichmäßige Mittel- bis Feinsandsedimentation eingelagert sind, stellen ein Hauptmerkmal des höheren Teils der pliozänen Sedimentationsfolge dar. Die weite räumliche Verbreitung dieser gleichartigen Faunengemeinschaften läßt den Schluß auf weitreichende, ausgeglichene Bedingungen innerhalb einer ruhigen Bucht zu.

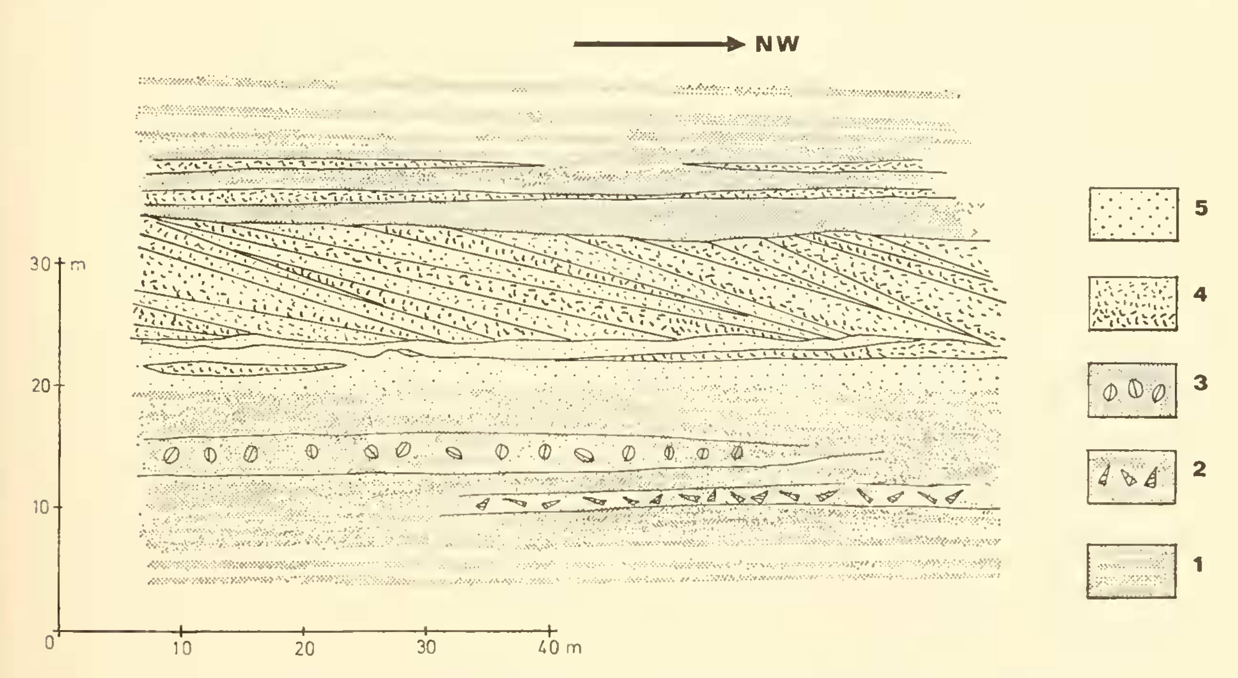


Abb. 33: Schrägschüttungskomplex innerhalb der Pliozänfolge; Quebrada Tongoy.
1 = Mittel-Feinsande; 2 = allochthone *Turritella*-Fossilgemeinschaft; 3 = autochthone Veneriden-Fossilgemeinschaft; 4 = Balaniden-Grobschill; 5 = Feinsande mit reicher Foraminiferen-Fauna.

Z u d :

Aus dem Sedimenttyp und der Mischfossilgemeinschaft läßt sich für diese höchsten pliozänen Lagen eine Bildung im sehr seichten, strandnahen Milieu ableiten. Es handelt sich um eine Verflachung der Bucht als Anzeichen der beginnenden Regression des Meeres am Ende des Pliozän.

Fauna:

Anadara (Rasia) chilensis
Ostrea ferrarisi
Chlamys vidali
Glycymeris ovata
Eurhomalea coquimbana
Turritella cingulatiformis
Tegula atra
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum
Crepidula sp.
Balanus div. sp.

Diese marinen Sedimente des höheren Pliozän gehen nach SE — im Oberlauf der Quebr. Seca gut aufgeschlossen — in die gleichalten fluviatilen Schotter des Rio Limari-Systems über, die PASKOFF (1968) als „Elquien" bezeichnet.

Beispiel III:

Über das ganze Gebiet der Bahia Tongoy läßt sich innerhalb der sonst vorherrschend aus Mittel- bis Feinsanden bestehenden Pliozänserie eine deutliche, mächtige Schüttung von Balaniden-Schill verfolgen.

Besonders gut ist dieser Sedimentkomplex in der Quebrada Tongoy, ca. 1,5 km E der Einmündung in den Estero Tongoy, + 65 m über NN, aufgeschlossen (Abb. 33):

In einer Mächtigkeit bis zu 12 m erfolgte die Schüttung von Balanidengehäusen und -fragmenten von E und ESE nach W und WNW. Dieser Schrägschüttungskomplex hat eine Neigung von 4°—6° (dies dürfte der ehemaligen Neigung des Vorstrandbereiches, dem Ablagerungsort, entsprechen) und verringert sich in der Mächtigkeit westwärts. Die einzelnen Schrägschüttungsserien erreichen 1—1,5 m und zeigen partielle Inhomogenitäten. Die Schrägschüttungsblätter unterscheiden sich stark in der Korngröße der Gehäusefragmente.

Die Ablösung der sonst vorherrschenden Sedimentation von Fein- und Mittelsanden mit den Veneriden-, Pholadomyen- und Turritellen-Faunengemeinschaften durch diese grobklastischen Schillschüttungen, bzw. der Antransport von derart großen Mengen von Balanidenschutt in dieser Bucht war die Folge eines überlokalen Ereignisses.

Balaniden benötigen als Lebensraum möglichst felsigen Untergrund im Flachwasser (Tidenbereich — Brandungsbereich). Zur Aufschüttung von großen Mengen von Gehäusefragmenten müssen breite Abrasionsterrassen der Brandung ausgesetzt sein, von denen der Schutt in die tieferen Bereiche der Bucht eingeschwemmt wird, während sich auf den Abrasionsflächen der Balanidenbewuchs regeneriert. Die großen Mengen von Balanidenschill lassen auf einen Meeresspiegelstillstand mit Abrasionsterrassen-Bildung über eine länger Zeit schließen.

Ich nehme an, daß sich hier dieselbe Sedimentationsunterbrechung bzw. derselbe Stillstand des Meeres wiederspiegelt, der auch in anderen Gebieten die Pliozänserie deutlich zweiteilt. (Vgl.: Mejillones, Caldera, Chañaral de Azeitunas, Coquimbo). Ein zeitlicher Zusammenhang mit den Phosphoritlagen in der Quebrada Pachingo, die ihre Entstehung ebenfalls einer Sedimentationsunterbrechung verdanken, kann nicht festgestellt werden.

Zusammenfassend kann die sedimentologische Faziesverteilung und die davon abhängige Faunenzusammenstellung im Pliozän in der Bucht von Tongoy wie folgt angegeben werden:

Da die Bucht seit dem Pliozän eine Senkungszone darstellt, ist die Transgression auf die altpliozänen, fluviatilen Schotter (nach PASKOFF, 1968 als „Limarien" bezeichnet) nicht aufgeschlossen. Die tieferen Teile der marinen Serie sind vielgestaltig. Aufragende Grundgebirgsinseln umgaben sich mit grobklastischen Sedimenten und Schillschüttungen, besonders auf der der Brandung ausgesetzten Seite, während sich im Brandungsschatten häufig Diatomite ablagerten. Besonders im S und SE der Bucht ist der stete Einfluß der pendelnden alten Rio Limari-Mündung durch Schotterschüttungen bemerkbar. Mit zunehmender Ingression herrschte eine ruhige, durch die andauernde Senkungstendenz mächtige, Mittel- bis Feinsand-Sedimentation mit gleichförmigen, über weite Gebiete einheitlichen Veneriden-, *Panopea*- und Turritellen-Faunengemeinschaften vor. In einer über die ganze Bucht ausgebreiteten starken Balaniden-Schill-Schüttung kann ein Stillstand des Meeresniveaus als ein überlokales Ereignis gesehen werden.

Die höheren Teile der Pliozänserie sind wieder relativ einheitlich mit vorherrschender Feinsand-Sedimentation. Nur im SE der Bucht macht sich der Einfluß der Rio-Limari-Mündung bemerkbar. In den höchsten Lagen des Pliozän ist in strandnahen Sedimenten eine deutliche Verflachung der Bucht erkennbar, die bereits zur Regression des Meeres an der Wende Pliozän/Pleistozän überleitet.

Pliozän/Pleistozän-Übergangsschichten

Dem am Ende des Pliozän nach Westen zurückweichenden Meer folgten Schotterfluren, die z. T. gut sortiert sind und dem Rio Limari-Flußsystem zugerechnet werden können; so besonders im E und NE der Bucht; z. T. überspülte aber auch schlecht sortierter, grober Schutt der östlich steil aufragenden Hügelkette die marinen Pliozänsedimente. Bunte (violette, braune) und hellgelbe Sande, Silte und Tone mit ausgeprägter Feinschichtung (aufgeschlossen entlang und östlich der Carretera Panamericana nahe der Quebrada Piedras Coloradas) sind wohl lagunärer Entstehung; abgelagert in von Schotterfluren umgebenen und abgeschnürten Lagunen, die dem regredierenden Meer westwärts nachrückten (HERM, PASKOFF, STIEFEL, 1967, S. 24). Diese kontinentale Serie, die zeitlich im jüngsten Plio-

zän beginnt und bis in das älteste Pleistozän hineinreicht, wird von PASKOFF (1968) mit dem Namen „Tongoyen" (nach seiner Typlokalität 2,5 km NW der Kreuzung der Carretera Panamericana mit der Quebr. Salina, östlich Tongoy) belegt.

Pleistozän

Die pleistozänen Meeresingressionen konnten in der Bucht von Tongoy dank der Ausfüllung mit weichen, pliozänen Sedimenten weit ins Land eindringen. Als Folge der ins Pleistozän andauernden Absenkung dieser Grabenzone können hier nur 3 marine Niveaus morphologisch klar unterschieden werden.

Altpleistozän

Die Sedimente der altpleistozänen Ingression (Serena I + II) liegen im westlichen Teil der Bucht mit einer Abrasionsfläche dem marinen Pliozän auf; weiter östlich lagern sie über den kontinentalen Pliozän/Pleistozän-Übergangsschichten („Tongoyen"). Durch die weite, ungegliederte Bucht ist die Ausbildung der Sedimente und der Fossilgemeinschaften relativ gleichmäßig. Die Mächtigkeit der altpliozänen Sedimente beträgt über der Erosionsfläche meist nur 2 bis 8 m, ausnahmsweise sind bis zu 30 m abgelagert worden. Meistens, so besonders bei geringen Mächtigkeiten, handelt es sich um Regressions-Sedimente: Mittel-Grobsande, Schalenschill, reichlich Gerölle, lagenweise angereichert. Das Sediment zeigt eine typische seewärts gerichtete Schrägschüttung.

Nur in den Gebieten mit mächtiger, altpleistozäner Sedimentation (Quebrada Tongoy, Quebrada Romeral — vgl. Detailprofil, Abb. 34) sind komplette Profile mit Ablagerungen aus der Transgressionsphase, der Zeit des Meereshochstandes und der Regression erhalten geblieben.

Die Faunenanalysen in der Regressionssedimentation zeigen, daß es sich um Mischfossilgemeinschaften des Strandbereiches oder des höheren Sublitorales handelt.

Folgende Faunengemeinschaften, die sich lateral oft auf kurze Entfernung verzahnen, konnten ausgeschieden werden:

1. *Eurhomalea* — *Semele* — *Mesodesma* — Assoziation

   autochthone Elemente:
   Eurhomalea lenticularis
   Eurhomalea rufa
   Laevicardium procerum grandis
   Semele elliptica
   Mesodesma donacium
   Chorus giganteus
   Nucella crassilabrum crassilabrum
   Protothaca thaca

2. *Mulinia* — *Transennella* — *Tagelus* — Assoziation
   autochthone Elemente:
   Mulinia div. sp.
   Transennella pannosa
   Tagelus dombeii
   Ensis macha
   Mesodesma donacium
   Eurhomalea lenticularis
   Protothaca antiqua antiqua
   Protothaca antiqua tongoyensis
   Protothaca thaca
   Chorus giganteus

3. *Chlamys* — *Turritella* — Assoziation

   autothone Elemente:
   Chlamys purpurata
   Choromytilus sp.
   Protothaca thaca
   Turritella cingulata
   Nucella crassilabrum div. ssp.
   Oliva peruviana
   Ensis macha
   Zu dieser Assoziation gehört ein reichlicher Balanidenbewuchs der Schalenfragmente und der Gerölle.

Diesen drei Fossilgemeinschaften sind stets allochthone Elemente, die aus den Biotopen mit felsigem Untergrund und stärkerer Exposition zur Brandung eingeschwemmt wurden, beigemischt:

allochthone Elemente:
Balanus div. sp.
Concholepas concholepas
Tegula atra
Tegula luctuosa
Calyptraea trochiformis
Crucibulum spinosum
Brachidontes purpurata
Crepidula div. sp.
Argobuccinum rude
Fissurella div. sp.

So zeigt sich eine starke Zunahme der allochthonen Elemente in den sandigen Regressionssedimenten im SW der Bucht mit Annäherung an den teilweise vom Meer überspülten Felsenrücken der Altos de Talinay und besonders in den vorherrschenden Schillsedimenten, die sich am SE und E Fuß des Co. Guanaqueros angereichert haben.

Die starke Geröllführung in den Regressionssedimenten im SE-Teil der Bucht (Schotterschüttungen des Rio Limari und aufgearbeitete Gerölle aus dem unterlagernden „Tongoyen") bot besonders den sessilen *Crepidula*-Arten gute Lebensbedingungen.

Profilbeschreibung einer vollständigen Abfolge von der Transgression bis zur Regression:

Quebrada Romeral, N-Hang, 135 m über NN.
(Abb. 34):

Über den schluffigen-feinsandigen Sedimenten des Pliozän (1) lagern mit scharfem Erosionskontakt grobe Sande mit aufgearbeiteten Geröllen des Untergrundes (pliozäne Sandsteine) und Granitblöcken (2 u. 4), linsenförmig eingeschaltete Schalenschill (3) (vorwiegend *Balanus*-Gehäusefragmente). Als autochthone Fauna herrschen Gastropoden (*Chorus*, *Nucella*) vor.

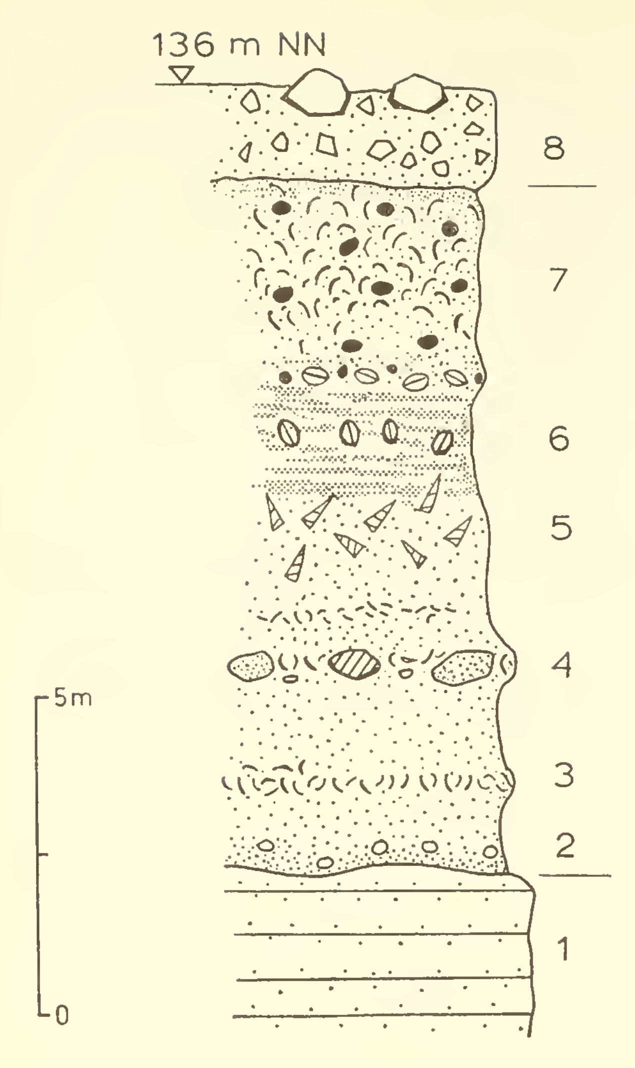


Abb. 34: Vollständiges Altpleistozän-Profil; Quebrada Romeral. (Erläuterungen im Text).

Grob- bis Mittelsande mit reichlich Schalenschutt (5): *Turritella* — *Nucella* — *Xanthochorus* — Assoziation.

Mittelsande mit Veneriden-Faunengemeinschaften (6): *Protothaca*-Assoziation; *Eurhomalea-Mesodesma*-Assoziation. Mittelsandlagen mit Veneriden in Lebendstellung wechseln mit Ausschwemmungslagen ab. Dieser Komplex dürfte der Zeit des Meereshochstandes entsprechen.

Regressionssedimente (7): Durch die Regression wurde ein Teil der Sedimente des Hochstandes (6) wieder erodiert; es kam zur Anreicherung von ausgeschwemmten Veneridenschalen an der Basis des Regressionssedimentes. Vorwiegend Mittel-Grobsande mit reichlich Schalenschutt und Geröllen, deutlich seewärts schräggeschichtet, abgelagert im höheren Sublitoral oder im eigentlichen Strand-Litoralbereich. Reiche Mischfossilgemeinschaften mit Elementen aus dem Strand- und Vorstrandbereich und aus Fossilgemeinschaften die durch die erosive Wirkung der Regression aufgearbeitet wurden.

Während des Hochstandes des altpleistozänen Meeres war die Bahia Tongoy mit der Bahia Guanaqueros verbunden und der C°. Guanaqueros eine Insel. Über eine breite Abrasionsterrasse aus Grundgebirge zwischen der Quebrada Romeral und Tongoycilla griff das Meer von einer Bucht in die andere über. Mit dem Beginn der Regression baute sich rasch von dieser Abrasionsplattform aus eine Landzunge aus Strandwällen gegen W auf die SE-Spitze des C°. Guanaqueros hin auf und trennte die beiden Buchten wieder.

Die Überspülung dieser breiten Abrasionsterrasse zur Zeit des Meereshochstandes führte zu einer starken Schalenschutt-Lieferung nach N in die Bahia Guanaqueros. So erreichen die Sedimente der altpleistozänen Serena-I-Stufe im Südteil der Bahia Guanaqueros beträchtliche Mächtigkeiten (bis zu 60 m!); sie bestehen aus grobem Schalenschutt mit sehr geringem Grobsandgehalt. Die Faunenanalysen ergaben Mischfossilgemeinschaften mit einem hohen Anteil von Elementen der felsigen Biotope (Abrasionsterrassen).

Die Terrassenfläche des Altpleistozän in der Bucht von Tongoy ist mit 0,6—0,8 % nach W—NW, dem Meer zu, geneigt und bricht bei ca. 70—80 m NN mit einem 30—40 m hohen Kliff ab.

An der Bildung dieser Terrasse und ihren auflagernden Sedimenten dürfte sowohl der Zyklus der Serena-I-Stufe im östlichen, höheren Abschnitt, als auch die Serena-II-Stufe, mehr im westlichen, niedrigeren Bereich, beteiligt sein. Eine Unterscheidung ist morphologisch durch das Fehlen eines Kliffs, als auch faunistisch nicht möglich.

Mittelpleistozän

Der breiten Terrasse des Altpleistozän ist westwärts die schmale (weniger als 1 km breite) Terrasse des Mittelpleistozän vorgelagert, deren Oberkante bei 30 bis 35 m an ein Kliff stößt. Die Sedimente dieses Meeresvorstoßes, die mit scharfem Erosionskontakt dem Pliozän auflagern, sind nur geringmächtig und erreichen maximal 8 m; es handelt sich zum größten Teil um reine Regressions-Sedimente: Mittel-Grobsande mit reichlich Schalenschill und vereinzelten Strandgeröllen. An der Klifflinie wurden große, abgestürzte Blöcke der pliozänen Sandfolge eingebettet. Die Transgressionsfläche ist von lithophagen Organismen angebohrt (meist *Pholas chiloensis* Mol.).

Die Fauna stellt eine Mischfossilgemeinschaft dar, zusammengesetzt vorwiegend aus den Biotopen des höheren Sublitorals einer massig geschützten, sandigen Bucht (*Mulinia* — *Transennella* — Assoziation und *Eurhomalea* — *Mesodesma* — Assoziation), gemischt mit Elementen aus dem tieferen Sublitoral sowie Organismen aus den Biotopen der felsigen Küste, die von den seitlichen Begrenzungen der Bucht eingeschwemmt wurden.

Fauna:

Mulinia sp.
Mesodesma donacium
Transennella pannosa
Tagelus dombeii

Chlamys purpurata
Semele elliptica
Diplodonta inconspicua
Cryptomya californica
Eurhomalea lenticularis
Protothaca thaca
Choromytilus chorus
Ensis macha
Chorus giganteus
Xanthochorus cassidiformis
Nucella crassilabrum crassilabrum
Tegula atra
Crepidula div. sp.

Bereits nach dem Rückzug des altpleistozänen Meeres schnitten sich die heutigen Entwässerungsrinnen (Quebr. Pachingo, Quebr. Salina, Quebr. Salinita, Quebr. Tongoy, Quebr. Romeral) in die höchste Terrasse ein. So konnte das mittelpleistozäne Meer in diese trichterförmigen, breiten Mündungen eindringen. Es hinterließ hier ebenfalls seine Ablagerungen, z. T. (Quebr. Tongoy) angelehnt an die in die pliozäne Schichtfolge eingeschnittenen Talwände. In diesen Mündungsbereichen unterscheiden sich die Sedimente und die Faunenzusammensetzungen des Mittelpleistozän beträchtlich von den Regressions-Ablagerungen auf den Abrasionsterrassen der offenen Bucht.

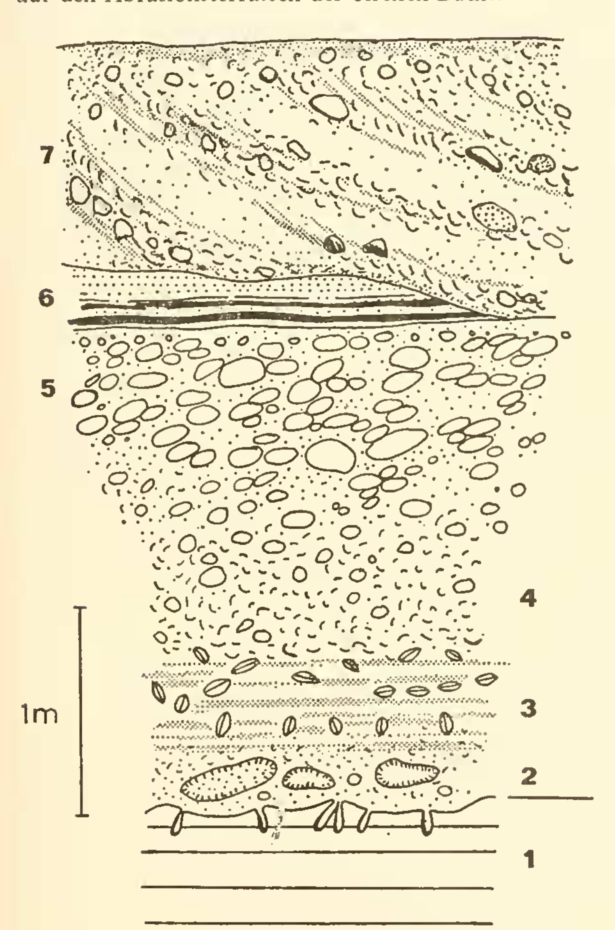


Abb. 35: Mittelpleistozäne, marine Terrassenauflagerung mit deutlichem Einfluß einer Flußmündung; Quebrada Pachingo, 26 m NN. (Erläuterungen im Text).

Beispiele:

1. Quebrada Pachingo, west. Ufer, 2600 m N Estancia Tangue, 26 m über NN. (Abb. 35):

In den pliozänen Sanden (1) bildete sich eine Erosionsfläche aus, die stark angebohrt (*Pholas*, Algen) und z. T. verhärtet ist. Die Basis der mittelpleistozänen Sedimente stellen Grobsande, Gerölle und aufgearbeitet verhärtete Blöcke des Untergrundes dar (2).
Es folgen Mittel-Feinsande mit autochthonen Faunengemeinschaften (Veneriden und *Tagelus*-Vormacht) (3). Diese Sedimente wurden z. T. aufgearbeitet und mit Grobsanden und Schill gemischt (4). Faunistisch zeigt sich ein starker Antransport aus anderen Biotopen (*Crepidula, Concholepas* etc.). Die marinen Sedimente werden unterbrochen durch fluviatile Schotter und Sande (imbricate Lagerung) der Quebradamündung (5). Die Einschaltungen von Feinsanden und tonigen Lagen (mit Landschnecken und Pflanzenresten (6) beweisen die zeitweilige Verlandung und Lagunenbildung hinter Strandwällen im Mündungsbereich kleinerer Flüsse. Diese Lagunenbildungen wurden wieder durch Meeresvorstöße überwältigt und z. T. erodiert. Überlagert werden sie von Regressionssedimenten: Strandsande mit reichlich Geröllen, Schillen und einer typischen Mischfossilgemeinschaft (7).
In diesen Aufschlüssen im Bereich der Mündung der Quebrada Pachingo ist eine vollständige Serie des Mittelpleistozän erhalten geblieben: Transgressionsbildungen, marine Bildungen in einer flachen Bucht, Anzeichen für kleine Meeresspiegel-Oszillationen mit Verlandungen, und die Bildungen der abschließenden Regression.

2. Estero Tongoy, westl. Ufer, 400 m NW der Straßenbrücke, 23 m über NN. (Abb. 36):

Diese Aufschlüsse zeigen die Anlehnung der mittelpleistozänen Sedimentfolge an die Talwände, die sich prae-mittelpleistozän in die Pliozänfolge eingeschnitten haben. Die Transgressionsbasis des Mittelpleistozän liegt 12 m über NN, d. h. 7 m über der heutigen Talsohle.
In gleichmäßigen Mittelsanden mit vereinzelten Geröllen siedelten folgende Organismen in reichen Populationen:

Tagelus dombeii
Eurhomalea lenticularis
Protothaca thaca
Chlamys purpurata
Ostrea ferrarisi
Turritella cingulata

Die Faunengemeinschaften lassen keine Veränderung des Salzgehaltes, trotz der Lage im geschützten Mündungstrichter, erkennen.

3. Quebrada Salinita, kleiner Hügel im Tal, 350 m oberhalb der Straßenbrücke Tongoy — Estancia Tangue. (Abb. 37):

In dieser kleinen Flußmündung herrschten während der mittelpleistozänen Ingression *Ostrea*-Kolonien vor (*Ostrea ferrarisi*). Von einzelnen großen Blöcken oder Geröllpflastern ausgehend wuchsen die Individuen übereinander und seitwärts das Sediment verfestigend. Der Hauptfeind war die in der Nähe der Flußmündung gegebene Gefahr der Verschüttung mit Sediment. Nach einzelnen Verschüttungen begann die Besiedlung meist auf Geröllen oder eingeschwemmten Schalen von Artgenossen von neuem.

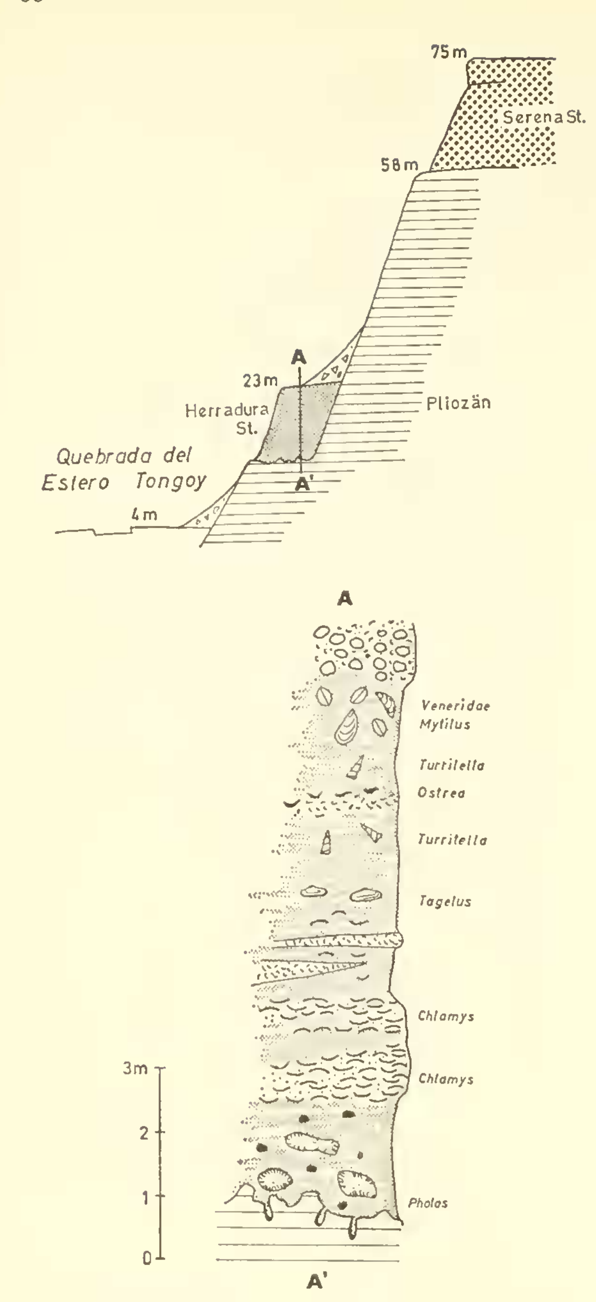


Abb. 36: Mittelpleistozäne, marine Sediment-Abfolge im Mündungstrichter des Estero Tongoy, 23 m über NN. (Erläuterungen siehe im Text).

Während des Hochstandes der mittelpleistozänen Meeresingression war in der Bucht von Tongoy eine Kliffküste ausgebildet, und das Meer griff in die kleinen trichterförmigen Flußmündungen ein. Während der Regression bestand eine weite geschlossene Anlandungsküste, entsprechend dem heutigen Zustand. Es ist bemerkenswert, daß das stratigraphisch letzte Auftreten von *Ostrea ferrarisi* in den geschützten Mündungstrichtern innerhalb der Bucht von Tongoy war, während diese Art sonst schon allgemein aus dem Faunenbild verschwunden war.

Eine Trennung der mittelpleistozänen Herradura-Stufe in einen Herradura-I- und einen Herradura-II-Zyklus ist sowohl morphologisch als auch faunistisch nicht möglich.

Jungpleistozän und Holozän

In + 5 m über NN stößt die unterste marine Terrasse an ein ca. 10 m hohes Kliff und breitet sich davor bis zu 800 m weit, leicht abfallend bis zur heutigen Strandlinie aus. Die Bildung des Kliffs wird dem jungpleistozänen Meeresvorstoß (Cachagua-Stufe) zugeschrieben (Herm & Paskoff, 1967b, S. 586); die Sedimente, die vor dem Kliff auf der schrägen Abrasionsfläche liegen, gehören der holozänen Regression (Vega-Stufe) an, da die Vega-Ingression vermutlich die gleiche Höhe wie die Cachagua-Ingression und damit das Kliff erreichte. Auf der holozänen Regressionsfläche ist das + 2 m Niveau (mittlere Vega) durch einige auffallende Strandwälle gekennzeichnet. Die holozänen Sedimente sind typische Bildungen einer Anlagerungsküste mit zahlreichen Strandwällen und bestehen aus Sanden, reichlich Schalenschutt, einzelnen Geröllen und zahlreichen unversehrten Schalen.

Zwischen den deutlichen Strandwällen kam es besonders im Bereich der kleineren Flußmündungen zur Auffüllung mit feinsandigen bis tonigem Material, abgelagert in den Verlandungslagunen, hinter den Strandwällen, in denen die Flußläufe versickerten.

Die Fauna der holozänen Regressionssedimente weicht von der rezenten Zusammensetzung entlang des Sandstrandes nicht ab.

2.1.8 Horcon

(Benutzte topographische Unterlagen: Karte 1 : 100 000: 4515 Quintero; 1 : 25 000 : XLIII/176 Zapallar; XLIII/177 Horcon).

Südlich der felsigen Steilküste von Zapallar und der Landspitze von Cachagua (Typlokalität der jungpleistozänen Cachagua-Stufe, Paskoff, 1963) sind entlang der Buchten von Maitencillo, Horcon und Quintero (32° 35′ bis 32° 45′ S) jungtertiäre Sedimente erhalten geblieben. Heute ist in diesen Sedimenten ein steiles, wechselnd hohes, bis über 50 m ansteigendes Kliff ausgebildet, vor dem sich nur ein schmaler Streifen holozäner Strand legt.

Die untersuchten Profile liegen an diesem Kliff entlang der Playa de Maitencillo, Playa del Hinojo, Playa las Canas, Playa Quiliruca und Playa del Horcon.

Für die hier aufgeschlossene Sedimentfolge führte Thomas (1958, S. 64) den Begriff Formation Horcon ein und stellte sie auf Grund von Fossilbestimmungen durch J. Tavera in das Miozän, gleichalt mit der For-

mation Navidad. Tavera (1960, S. 361) untersuchte dies Gebiet neuerlich und stufte die Sedimente nun unter Vergleich mit der Formation Coquimbo in das Pliozän ein. Die neuerliche faunistische Untersuchung erbrachte die Gleichaltrigkeit dieser Schichtfolge mit der Formation Coquimbo, der Sedimentationstyp stimmt abgesehen von kleinen lokalen Besonderheiten ebenfalls überein, so daß der Name Formation Horcon ein Synonym der Formation Coquimbo darstellt. Die Basis dieser Sedimentfolge liegt größtenteils unter dem heutigen Meeresspiegel, nur bei Horcon und Maitencillo und im nördlichen Teil der Playa de Maitencillo ist die Transgression auf aufragende Grundgebirgsinseln aufgeschlossen.

Innerhalb der Pliozänserie können 2 Faziesbereiche unterschieden werden:

1. Grobsand- und Schalenschillfazies;
2. Mittel-Feinsandfazies mit nur einzelnen Geröll- und Schillagen.

1. Die Grobschill-Fazies lehnt sich besonders im Nordteil der Playa de Maitencillo an das in felsige Klippen zerlegte Grundgebirge an. Die einzelnen, schräggeschichteten Schillagen erreichen Mächtigkeiten bis zu 3 m und stehen in Wechsellagerung mit Grob- und Mittelsanden, in die sich ebenfalls linsenartig Schill- und Geröllbänke einschalten. Die einzelnen Schillschüttungen wechseln stark in der Korngröße, wobei in den meisten Fällen innerhalb der Bänke eine Vergröberung der Korngröße dem Hangenden zu festzustellen ist (z. B. Schillbank, 1,8 m mächtig: Korngrößenhäufigkeits-Maximum: Basis: 3 mm; hangendste Lage: 19 mm).

Zusammensetzung des Schalenmaterials (gemittelt aus 12 Proben; Korngrößen > 4 mm):

Balanus	14 %
Gastropoda (*Fissurella, Patella, Concholepas* etc.)	12 %
Pelecypoda	4 %
Echinoidea	3 %
Brachiopoda	3 %
Übrige Faunenelemente	3 %

Der Schalenschutt stammt von Organismen aus den Biotopen der ungeschützten Felsenküste. Als autochthone Faunenelemente können bezeichnet werden:

Chlamys coquimbensis
Chlamys vidali
Chorus blainvillei blainvillei

In den, den Schillagen zwischengeschalteten Sanden herrschte reiches Leben von grabenden Organismen, so besonders Massenvorkommen von *Callianassa* sp., bevorzugt in den höheren Lagen der Bänke. Die Grabbauten sind mit groben Schillen der nachfolgenden Lagen ausgefüllt.

2. Südlich Maitencillo, mit zunehmender Entfernung von der Felsenküste aus Grundgebirge nehmen die Anteile der Schillbänke am Sedimentkomplex ab, die Mittel- und Feinsand-Sedimentation überwiegt. In den Profilen der Playa Quilicura finden sich in den unteren aufgeschlossenen Teilen innerhalb der Feinsandserie einzelne Konglomeratbänke und Schillagen eingeschaltet, die sehr rasch in ihrer Mächtigkeit wechseln (2—2,5 m selten übersteigen) oder nur in Nestern angereichert sind, dabei füllen besonders die Geröllagen (mit einzelnen Blöcken bis 80 cm ∅) ein Erosionsrelief in den Feinsanden aus. Es handelt sich bei diesen grobklastischen Lagen um Einschwemmungen aus küstennahen Bereichen (*Balanus*-Schill, Pinnipedia-Knochen etc.). Die Fauna in diesen grobklastischen Lagen ist eine Mischfossilgemeinschaft:

Balanus div. sp.
Crepidula sp.
Concholepas nodosa
Turritella cingulatiformis
Chorus blainvillei blainvillei
Chorus blainvillei nodosus
Nucella mirabilis
Ostrea ferrarisi
Chlamys coquimbensis
Chlamys vidali

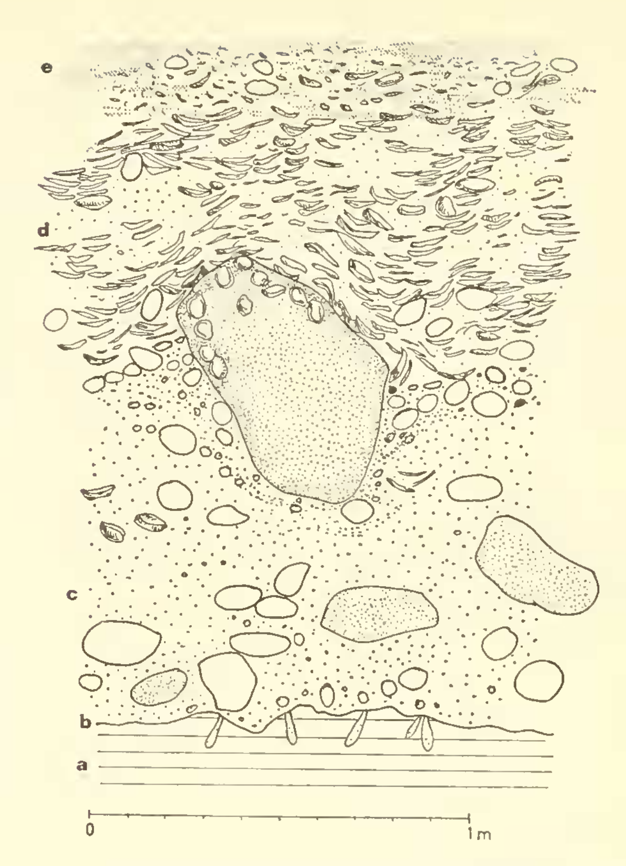


Abb. 37: Mittelpleistozän; Quebrada Salinita; (zu S. 65). a = pliozäne Feinsandfolge; b = Transgressionsfläche, stark angebohrt; c = Grobsande mit Geröllen und Blöcken (meist aufgearbeitete Feinsande des Pliozän); d = Koloniebildung von *Ostrea ferrarisi* auf Blöcken, eingeschwemmten Schalen und Artgenossen; e = Regressionssedimente: Sande, Schalenschutt, Gerölle.

Choromytilus sp.
Chionopsis petitiana
Mulinia div. sp.
Ensis macha
Tagelus dombeii
Dentalium sp.

Die Feinsandlagen sind meist dicht unter den Schillhorizonten sehr stark zerwühlt durch Wohn- und Freßbauten (Typus *Callianassa;*, Typus *Chondrites;* Typus *Corophioides).*

Im höheren Teil der Profile überwiegt die Feinsand-Sedimentation mit einheitlichen 1,5—3 m mächtigen Bänken. Die Feinschichtung der Feinsande ist durch Wühlgefüge zerstört.

In diesen Fein- und Mittelsandlagen sind uns Veneriden- und *Mulinia*-Fossilgemeinschaften erhalten geblieben, wobei die Hauptkomponenten noch in Lebendstellung vorliegen, nur untergeordnet treten Anreicherungen der doppelklappigen Schalen durch Ausspülung auf.

Fauna der Veneriden-Bänke:
Chionopsis petitiana
Eurhomalea hanetiana
Dosinia ponderosa
Chorus blainvillei blainvillei
Chorus grandis
Fusinus steinmanni

Fauna der Mactridenbänke:
Mulinia sp.
Mesodesma donacium
Ensis macha
Tagelus dombeii
Chionopsis petitiana
Tellina sp.
Turritella cingulatiformis

Diese Faunengemeinschaft nimmt im Pliozän eine Sonderstellung ein, sie ist in anderen Gebieten nur sehr untergeordnet vorhanden oder fehlt ganz.

Die pliozäne Folge läßt keine Sedimentationsunterbrechung erkennen, sie ist in zusammengesetzten Profilen bis zu einer Mächtigkeit von 95 m aufgeschlossen. Die höheren Teile der Serie sind der postpliozänen Erosion zum Opfer gefallen.

Aus der Fauna kann im Vergleich mit nördlicheren Gebieten, in denen eine Sedimentationsunterbrechung zwischen tieferen und höheren Serien ausgebildet ist, geschlossen werden, daß die hier vorliegende Folge der höheren Serie des Pliozäns gleichzustellen ist.

Weiter nach S zu, so besonders zwischen Quintero und der Mündung des Rio Aconcagua, ist bereits in der Pliozänserie der Einfluß der Mündung des Rio Aconcagua durch eine Zunahme von Schottern und grobklastischen Sedimenten (Schottern), die sich mit marinen Sedimenten verzahnen, festzustellen.

Die q u a r t ä r e n I n g r e s s i o n e n sind in diesem Gebiet sehr schwer nachzuweisen. Pleistozäne marine Sedimente mit Fossilien fehlen meistens oder mächtige äolische Ablagerungen verschleiern die Morphologie. Nur ein Detailstudium dieses Gebietes könnte die spezielle Situation klären und die quartären Ereignisse dieses Gebietes in die allgemeinen Ergebnisse einpassen.

2.1.9 El Tabo - Lo Abarca

(Benutzte topographische Unterlagen: Karte 1 : 100 000: Blatt 4113 Valparaiso; Blatt 3513 San Antonio; Karte 1 : 25 000: XLI/186 El Tabo; XLII/186 Las Cruses; XLII/187 San Antonio-Cartagena).

Von Concon, an der Mündung des Rio Aconcagua, über Valparaiso bis zur Playa Tunquen, N Algarrobo, herrscht eine hohe Steilküste vor, in die enge, felsige Buchten eingeschnitten sind, meist gebunden an die Mündungen von kleinen, schmalen Tälchen. Entlang dieses Küstenabschnittes finden sich keine Pliozänsedimente.

Wie aus der geomorphologischen Arbeit von Nuñez & Sälzer (1958) hervorgeht, ist hier die pleistozäne Küstenmorphologie grundverschieden von den nördlich beschriebenen Gebieten. Es fällt hier die Vielzahl der pleistozänen, marinen Terrassen auf; so konnte Alvarez (1964) allein für die nähere Umgebung von Valparaiso 10 verschiedene Terrassen-Niveaus, die marinen Ursprungs sind, unterscheiden. Ferner liegen die marin beeinflußten Terrassenniveaus bedeutend höher als in nördlicheren Gebieten (vgl. Tabelle der Terrassenhöhen bei Nuñez & Sälzer, l. c. S. 19). Es sei hier bemerkt, daß die marine Entstehung der von Nuñez & Sälzer (l. c. S. 23) angegebenen Terrasse bei 310—400 m nicht gesichert erscheint; auf ihr fehlen die marinen Sedimente.

Das Gebiet zwischen der Mündung des Rio Aconcagua und Algarrabo nimmt eine tektonische Sonderstellung ein; hier haben große E—W verlaufende Störungen, die im direkten Zusammenhang mit den Störungssystemen des Aconcaguatales und dem Nordende des großen Längstales N-Santiago stehen (Vgl. Karte bei Thomas, 1958), den Küstenabschnitt in Großschollen zerlegt, die bis in das Pleistozän aktiv waren und lokal unterschiedlich Vertikalbewegungen ausführten und so die größere Anzahl und unterschiedliche Höhenlagen der marinen Terrassen verursachten.

In der unmittelbaren Umgebung von Valparaiso schuf Steinmann (1896, S. 536) seinen Begriff „Valparaiso-Stufe“ und faßte hierunter alle gehobenen muschelführenden Ablagerungen als Quartärbildungen zusammen. Dieser Begriff wurde in der Folgezeit nur selten verwendet. Da gerade Valparaiso durch seine starke tektonische Überprägung eine lokale Sonderstellung einnimmt, sich aber in anderen Gebieten, wo

die pleistozänen Ingressionen in gleichmäßigen, weichen Sedimenten der Pliozänfolge ihre morphologischen Spuren schärfer hinterließen, bessere Untergliederungs-Möglichkeiten ergeben (z. B. La Serena — Coquimbo: HERM & PASKOFF 1967b), sollte der Sammelbegriff „Valparaiso-Stufe" in Zukunft nicht mehr verwendet werden.

In den südlich anschließenden Küstenabschnitt von Algarrobo bis San Antonio konnte das Pliozänmeer in das Land eindringen und sedimentieren. Die glazioeustatischen, pleistozänen Ingressionen prägten sich durch die schwächere tektonische Zerstückelung gleichmäßiger und schärfer in der Morphologie aus.

P l i o z ä n

Die Ausbildung der pliozänen Sedimente in diesem Gebiet ist mannigfaltig. Eine morphologisch reich gegliederte Küste mit Buchten und zahlreichen Trichtermündungen kleinerer Flüsse sowie eine im Pliozän wirksame bruchtektonische Verstellung von einzelnen Schollen schufen hier eine starke Faziesdifferenzierung.

Übersichtmäßig lassen sich unterscheiden:

1. Schillfazies:

Seitwärts und vorgelagert von ausgedehnten Abrasionsterrassen im Grundgebirge und um Felseninseln bildeten sich im Pliozän mächtige Schalendetrituslagen. So besonders E El Tabo (N C°. Divisadero); E Las Cruzes (E La Hoyada); und E San Antonio (NW C°. Llolleo). Es handelt sich um meist stark verfestigte Grob- bis Feinschille mit rasch wechselnder Korngrößensortierung und wechselnden Schrägschüttungs-Richtungen.

Zusammensetzung (gemittelt aus 12 Analysen):

Balanus	72 %
Echinoidea	17 %
Pelecypoda	4 %
Gastropoda	3 %
Brachiopoda, Serpula, Foraminifera, Bryozoa, Ostracoda etc.	4 %

Die Komponenten weisen auf eine Entstehung des Schalenschuttes in Biotopen des felsigen, der Brandung ausgesetzten Untergrundes hin. BRÜGGEN (1950, S. 200) hält diese Schillbildungen noch für gleichalt mit der Bildung der Terrassen, also für Quartär; die Funde von *Chlamys simpsoni* in diesen Schillen weisen aber auf ein pliozänes Alter hin.

2. Fluviatile — marine Übergangsfazies mit Wechsel von grobklastischen Schüttungen und einer Mittel-Feinsandsedimentation.

Entlang dieser ehemaligen gegliederten Küste reich an Buchten und einmündenden kleineren Flüssen, bildeten sich sehr mannigfache Sedimente mit raschem lateralen Fazieswechsel aus. Die tektonischen Vorgänge während des Pliozän zerlegten die Landschaft mosaikartig. Lokale Hebungen und Senkungen führten zu einer lokal begrenzten aktiven Morphologie, die die Sedimentation stark wechselnd beeinflußte (BORDE, 1966, S. 169 f.). So bewirkten die tektonischen Verstellungen auf der einen Seite lokale Diskordanzen und Schichtunterbrechungen, auf der anderen Seite kam es bei größeren Reliefunterschieden zu starken grobklastischen Schüttungen oder zur raschen Anhäufung von gleichförmigen, feinkörnigen Sedimenten in ruhigeren Senkungs-„Löchern".

Sehr charakteristisch sind in diesem Gebiet die mächtigen, lateral aber rasch auskeilenden grobklastischen Schüttungen mit großen Blöcken und die Anreicherung von unsortiertem Granitzersatz („maicillo") meist an der Basis der Geröllagen (Steinbrüche von Chacarillas, E San Antonio) (vgl. BORDE, l. c. S 162 f.). Die grobklastischen Lagen wurden stellenweise marin aufgearbeitet. Sie stehen z. B. bei Lo Abarca im raschen lateralen Wechsel mit sehr feinkörnigen Sanden, in die an Pflanzenresten reiche, schluffige Tone eingelagert sind. Innerhalb einer solchen feinkörnigen Folge sind bei Las Cruces die Pflanzenreste zu einzelnen kohligen Lagen angereichert. Die Aufschlüsse zwischen Lo Abarca und San Sebastian — Cartagena (Quebr. Honda, Estero de Lo Abarca, Estero Cartagena) zeigen mit dem raschen Fazieswechsel das Oszillieren und das laterale Pendeln der Mündung eines kleinen Flusses in eine seichte Bucht. Besonders auffällig ist die verbreitete feinkörnige Sedimentation (tonige Lagen mit reichen Pflanzenresten) im Süßwasser/Brackwasserbereich beiderseits der ehemaligen Mündung in ausgedehnten Lagunen, die durch Strandwallbildungen aus Sanden und aus Geröllen in Mündungsnähe vom offenen Meer abgeschnitten waren. Für die Mehrzahl der schluffigen tonigen, meist sehr feingeschichteten Lagen dürfte eine Ablagerung im lagunären, also nicht marinen Milieu angenommen werden.

Die marinen Fossilien in den Konglomeraten bei Lo Abarca stellen eine typische Mischfossilgemeinschaft dar, in der ein hoher Prozentsatz von *Ostrea* auffällt:

Fauna:

Ostrea aff. *transitoria*
Ostrea ferrarisi
Chlamys calderensis
Tegula cf. *atra*
Chorus blainvillei blainvillei
Calyptraea sp.
Turritella cingulatiformis

Als rein marin, wenn auch im sehr küstennahen Milieu sind die Feinsandfolgen anzusehen, die besonders N San Sebastian, an der Laguna del Peral und N La Hoyada anstehen. In diesen ungeschichteten Feinsandfolgen mit nur vereinzelten Geröllagen und Schill-Linsen, zeigen die Foraminiferenfaunen einen

auffallenden Reichtum an Bolivinen (MARTINEZ & PARADA, 1966).

Durch die Mächtigkeitsschwankungen und Niveauunterschiede der oben geschilderten faziell stark differenzierten Sedimente ist eine direkte Korrelation der Sedimente in diesem Gebiet sehr erschwert; dennoch läßt sich diese Folge von marinen und fluviatil-marinen Übergangsschichten in diesem Gebiet als zu einem Groß-Ingressions-Zyklus gehörig zusammenfassen.

BRÜGGEN (1950, S. 60) stellt die Sedimentation von Lo Abarca noch als gleichalt mit dem „piso Navidad", also in das Miozän. BORDE (1966, S. 169 f.) betrachtet zumindestens den Granitzersatz als jünger als die Schichten von Navidad. Da der Granitzersatz und die grobklastischen Sedimente sich lateral mit den marinen Profilen von Lo Abarca und San Sebastian verzahnen, die Faunen von Lo Abarca und die Schillsedimente keine miozänen Faunenelemente mehr enthalten, kann die gesamte Sedimentabfolge in den Zeitraum des Pliozän gestellt werden.

Eine direkte Korrelation mit den weiter nördlich beschriebenen Pliozänabfolgen ist faunistisch noch nicht möglich, da die Faunen stark ökologisch (Mündungsgebiete, Lagunen, etc.) beeinflußt sind.

P l e i s t o z ä n

Da die pleistozänen Sedimente dieses Gebietes nicht eingehend untersucht wurden, sollen nur einige allgemeine Bemerkungen folgen. Im Gebiet zwischen Algarrabo und San Antonio sind 3 Gruppen von marinen Einebnungsflächen ausgebildet. BORDE (1966, S. 507 f.) gibt einen Überblick und trennt eine Niveaugruppe mit 80—120 m von einer Niveaugruppe mit einer Höhenlage von 30—50 m. Davor finden sich niedrigere Terrassen mit einer Lage von 5—7 m über NN. Zahlreiche Zwischenstufen beruhen auf tektonische Verstellungen. Besonders der genetische Zusammenhang zwischen der sicher marinen Terrassengruppe um 80—120 m und der landschaftsformenden, bis zu 12 Kilometer breiten Terrassenfläche, die bei 150 m beginnend ostwärts bis zum Gebirgsfuß auf 400 m ansteigt, ist unklar. Von BRÜGGEN (1950, S. 195) wurde diese Einebnungsfläche allgemein für Pliozän gehalten. Durch den raschen Gesteinswechsel zwischen prätertiärem Grundgebirge und weichen Pliozänsedimenten erfolgte die marine Ausräumung während der pleistozänen Ingressionen sehr unterschiedlich; so fehlen in manchen Gebieten zahlreiche Terrassen oder sind nur als schmale Kliff-Formen im Grundgebirge erkennbar.

Bemerkenswert ist eine sehr starke Verkarstung der verhärteten pliozänen Schill-Lagen. Diese Karstformen wurden durch meist fluviatile Sedimente wärend des Pleistozän ausgefüllt (vgl. FUENZALIDA, JOSEPH, VARELA, 1965).

Trotz zahlreicher lokaler Abweichungen lassen sich die drei Hauptgruppen von marinen Terrassen gut mit dem in der Bucht von La Serena und Coquimbo aufgestellten Schema der alt-, mittel- und jungpleistozänen Ingressionsphasen und mit der holozänen Regressionsphase vergleichen.

Dieses Gebiet scheint also in tektonischer Hinsicht während des Pleistozän stabiler gewesen zu sein als der nördlich anschließende Küstenabschnitt von Valparaiso-Concon.

Da marine Sedimente des Pleistozäns auf den verschiedenen Terrassen sehr selten sind, wurden keine paläontologischen oder ökologischen Untersuchungen angestellt.

2.2 Miozän und Pliozänfolge von Navidad und La Cueva

Die Typlokalität der Formation Navidad (DARWIN, 1846, S. 127) liegt bei 33° 56′ an der Küste bei der Ortschaft Navidad. Ausgezeichnete Aufschlüsse ziehen sich entlang der Steilküste zwischen der Mündung des Estero Navidad und Punta Perro, südlich der Mündung des Rio Rapel.

DARWIN (1846, l. c.) gab nur eine kurze lithologische Beschreibung ohne die Serie zum Hangenden hin zu verfolgen. SOWERBY in DARWIN bestimmte die Fossilien. MÖRICKE (1896, S. 552) beschrieb einige Fossilien ohne auf die geologischen Verhältnisse einzugehen. TAVERA (1942, S. 600 f.) bearbeitete den „Piso de Navidad" auf der Halbinsel Arauco, kündigte aber 1966 im „Simposio sobre el Terciario de Chile Central", Santiago, 1966 (S. 3) eine monographische Bearbeitung über das Gebiet der Typlokalität an. BRÜGGEN (1950, S. 43—45) erwähnte nur kurz die ausgedehnten Aufschlüsse von jüngerem Tertiär südlich San Antonio und parallelisierte irrtümlicherweise die Sedimente bei Lo Abarca (N San Antonio) mit den Schichten von Navidad.

An der Typlokalität transgrediert die Formation Navidad (im heutigen Meeresniveau aufgeschlossen) mit einem sehr groben Blockwerk auf Granodiorit. Die gesamte hangende Sedimentserie fällt, abgesehen von kleinen antitetischen Bruchverwerfungen, ungestört mit durchschnittlich 5° nach E, so daß ein Profil über das Küstenkliff, entlang des Rio Rapel, über Licancheo, Lucatalca, El Chivato bis Rapel aufgeschlossen ist.

Über den Basiskonglomeraten folgt eine sehr wechselvolle Folge von Feinkonglomeraten und Grobsanden, die sehr reich ist an Mischfossilgesellschaften mit Vertretern der ungeschützten Küste mit felsigen-grobklastischen Untergrund (*Oliva tumorifera* HUPE,

Cassis monilifera Sow., *Trochus laevis* Sow., *Natica obtecta* PHIL., *Natica solida* Sow., und solitäre Scleractinia, z. B. *Flabellum* etc.) sowie angereicherten Ausspülungs-Lagen mit Mischfossilgesellschaften des höchsten Sublitorals mit sandigem Grund *(Amathusia*, Veneriden, *Dentalium*, Fusidae etc.). Stellenweise wurden Lagunensedimente mit reichlich Pflanzenresten von der Transgression überwältigt und aufgearbeitet. 5—8 m über der Basis stehen in enger lateraler Verzahnung mit den oben erwähnten Feinkonglomeraten Feinsande und Schluffe unmittelbar W der Punta Perro im Bereich der heutigen Niedrigwasserzone an, die eine arten- und individuenreiche Gastropodenfauna führen (*Oliva dimidiata* PHIL., *Voluta alta* PHIL. *Turritella affinis* HUP., *Trochus laevis* Sow., *Gastridium cepa* Sow., zahlreiche Fusidae).

Aus diesen feinkörnigen Sedimenten wurde eine reiche Foraminiferenfauna ausgeschlämmt. Die Bestimmung der stratigraphisch wertvollen planktonischen Foraminiferen verdanke ich Herrn Dr. DREMEL, München:

„*Globigerina connecta* JENKINS
Globigerina woodi JENKINS
Globigerina ampliabertura BOLLI
Globigerina diplostoma REUSS
Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina praebulloidea BLOW
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides diminutus BOLLI
Globigerinoides immaturas LEROY
Globigerinoides quadrilobatus (D'ORB.)
Globigerinoides minimus CHRISTODOULOU
Globigerinoides irregularis LEROY
Globigerinoides sacculifer (BRADY)
Globoquadrina cf. *larmeni* AKERS
Globoquadrina venezuelana (HEDBERG)
Globoquadrina praedehiscens BLOW & BANNER
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia nana BOLLI

Das häufige Auftreten der Gattung *Globigerinoides* bei gleichzeitigem Fehlen der Gattung *Orbulina* und ihren Übergangsformen spricht für tieferes Miozän. In das Zonenschema von BANNER & BLOW (1965) kann diese Faunengemeinschaft etwa der Zone N 5 *(Globoquadrina dehiscens praedehiscens — Globoquadrina dehiscens dehiscens)* zugeordnet werden."

Die Sedimentation der hangenden Serie wird einförmiger mit vorwiegend Mittel- und Feinsanden, z. T. eisenschüssig mit großen Konkretionen. Lagenweise sind autochthone *Pinna*- und Veneriden-Fossilgemeinschaften eingeschaltet, die in Ausspülungshorizonten mit Turritellen, Fusiden und anderen Gastropoden gemischt und stark angereichert sind. Nach ca. 300 m mächtiger, im höheren Teil vorwiegend feinsandiger Sedimentation schalten sich Konglomeratbänke ein. Veneriden zeigen noch eine marine Bildung dieser Konglomerate an. Erst im „Miembro Rapel" (TAVERA, 1966, l. c.) nehmen die Konglomerate an Mächtigkeit stark zu und zeigen in ihrem sedimentpetrographischen Charakter eine Verlandung und damit das Ende der marinen Sedimentation an.

Nur für die Basis dieser marinen Sedimentationsfolge ist untermiozänes Alter nachgewiesen, in den mittleren und höheren Teilen verbergen sich vermutlich die weiteren Stufen des unteren und mittleren Miozän. Bei der Verlandung am Top der Formation Navidad handelt es sich wohl um die auch weiter nördlich nachgewiesene Regression des Meeres an der Wende Miozän/Pliozän (HERM & PASKOFF, 1967). Die marinen Sedimente der Formation Navidad mit ihren hangenden nicht marinen, klastischen Partien erstrecken sich in ähnlicher Ausbildung entlang der Küste südwärts über Matanzas bis Topocalma, und werden nur lokal unterbrochen, durch an N—S-Störungen gehobenen Granodiorit (vgl. BRÜGGEN, 1950, S. 36).

Im Oberlauf des Estero El Ganso bei 34° 13' (W Fundo Las Damas — bekannt auch unter der Lokalitätsbezeichnung La Cueva, PHILIPPI 1887, BRÜGGEN, 1950) läßt sich über groben, schlecht sortierten fluviatilen Schottern eine neuerliche marine Transgression beobachten. In die gut sortierten Konglomerate mit sehr gut gerundeten Komponenten schalten sich Mittelsande mit Arciden und Mactriden-Faunen ein. 5 m über dieser Transgressionsfläche finden sich in mehreren Lagen äußerst reiche Mischfossilgemeinschaften aus Fossilien der Biotope des höchsten Sublitorals und Litorals in schwach kreuzgeschichteten Mittel-Feinsanden, mit linsenförmigen Schluffeinlagerungen.

Folgende Fauna konnte geborgen werden:

Crepidula dilatata LAM.
Tegula cf. *atra* (LESS.)
Tegula luctuosa (D'ORB.)
Prisogaster niger (WOOD)
Calyptraea sp.
Nassarius gayi (KIEN.)
Chorus doliaris (PHIL.)
Nucella crassilabrum crassilabrum (LAM.)
Argobuccinum cf. *argus* (GMELIN)
Argobuccinum sp.
Natica obtectiformis (?) MÖR.
Oliva peruviana LAM.
Anadara chilensis (PHIL.)
Choromytilus chorus (MOL.)
Macrocallista domeykoana (PHIL.)
Eurhomalea fuenzalidai (PHIL.)
Mulinia cf. *byronensis* (GRAY)
Ardeamya n. sp.
Tagelus dombeii (LAM.)
Ensis macha MOL.
Panope coquimbana D'ORB.

Diese Fauna zeigt mit *Chorus doliaris*, *Anadara chilensis*, *Panope coquimbana* und den beiden Veneriden *Eurhomalea fuenzalidai* und *Macrocallista domeykoana* typische Elemente der pliozänen Fauna, die den Faunensprung zum Pleistozän nicht überlebten. Stratigraphisch wertvoll ist ferner *Ardeamya* n. sp., ein Tellinidae, der im Pleistozän und rezent keine verwandten Formen mehr an der chilenischen Küste hat; relativ reich jedoch ist diese Gruppe heute noch in der panamischen Warmwasser-Provinz (N-Peru, Equador, OLSSON, 1961) vertreten.

Im Vergleich mit anderen Pliozän-Vorkommen

kann auf höheres Pliozän — entsprechend der Folge über der in Nordchile innerhalb der Pliozänserie erkennbaren Sedimentationsunterbrechung (Quebr. Blanca, Quebr. Culebron) — geschlossen werden.

Brüggen (1950, S. 66) schließt aus dem „anormalen" Faunencharakter auf höchstes Pliozän und sieht in diesen Sedimenten von La Cueva ein zeitliches Äquivalent seiner „Terraza principal".

Ob diese Sedimentfolge des höheren Pliozän bei La Cueva bereits das Ende der marinen Sedimentation vor der Regression an der Wende Pliozän/Pleistozän darstellt, oder ob noch höhere Teile einer pliozänen marinen Folge durch die Regression selbst oder die folgenden pleistozänen Ingressionen erodiert wurden, können nur eingehende Geländeuntersuchungen zeigen.

3. Sedimentationsgeschichte

3.1 Vorbemerkung

Während das Miozän im südlichen Teil Mittelchiles (Provinz Arauco und Concepcion) mit einer Schichtlücke auf den hier mächtigen Eozänsedimenten lagert, transgrediert es nördlicher, so an der Typlokalität der Formation Navidad (33° S), direkt auf das Grundgebirge der Küstenkordillere. Nördlich Arauco sind nur noch bei Algarrobo mitteleozäne Sedimente (Corvalan & Davila, 1966, S. 10) als kleine Scholle abgesunken an Störungen erhalten geblieben. Ebenso sind marine Sedimente des Miozän nördlich der flächenhaften Verbreitung bei Navidad — Rio Rapel nur noch als ein kleiner Rest, ebenfalls als Bruchscholle, bei Curauma (S Valparaiso) in Form von konkretionenführenden Sanden mit Mischfossilgemeinschaften des höheren Sublitorals vor der Erosion bewahrt geblieben.

Wenn auch die miozäne Transgression im nördlichen Mittelchile und in Nordchile sicher nicht die Küstenkordillere überwältigte, so ist doch anzunehmen, daß entlang der Küste miozäne marine Sedimente vorhanden waren, die jedoch sämtlich der großen Regression und nachfolgenden Erosion an der Miozän/Pliozän-Wende (Herm & Paskoff, 1967a) zum Opfer fielen. Wie bereits Paskoff (1963, S. 217) erwähnte, muß für die Heraushebung der Küstenkordillere ein praepliozänes, wenn nicht noch ein höheres Alter angenommen werden.

Die Erosion und damit die Ausräumung der Täler zwischen Miozän und Pliozän scheint im N des untersuchten Gebietes zunehmend stärker gewesen zu sein als nach S zu, da bereits im Gebiet des Rio Rapel, nicht so sehr Ausräumung als vielmehr Sedimentation von fluviatilen Schottern herrschte, über die dann das Pliozänmeer transgredierte.

Im behandelten Gebiet erfolgte keine Transgression von Pliozän auf marine Miozänschichten, sie waren praepliozän oder altpliozän erosiv entfernt worden.

3.2 Pliozän

Das Pliozänmeer vermochte nur relativ wenig landeinwärts vorzudringen. Weite Teile der Küste folgten der sehr früh angelegten, großen Störungszone, an der sich Vertikalbewegungen während des ganzen Jungteritärs vollzogen und bis heute fortsetzen. Morphologisch prägt sich dieser Küstenabbruch in einer geschlossenen mauerartigen Steilküste aus, die für weite Gebiete Nordchiles typisch ist (Wurm, 1942, Taf. 4, 1; Zeil, 1964, S. 5).

Zu einer ausgedehnteren Pliozän-Sedimentation kam es nur dort, wo morphologische oder tektonische Verhältnisse es gestatteten und zwar

1. wo große Flußtäler (präpliozän ausgeräumt, vgl. Herm & Paskoff, 1967a) die Küstenkordillere durchbrachen und sich trichterförmig erweiterten und
2. wo der N—S verlaufende Küstenhauptsprung sich in Parallelstörungen aufspaltet und sich Verwerfungstreppen, bzw. küstenparallele Horst- und Grabenzüge ausbildeten. Hierdruch wurden die Horste als Halbinseln oder Inseln vom Festland abgetrennt und ermöglichten dem Pliozänmeer das Eindringen in die E-wärts gelegene Grabenzone.

Bei den hier besprochenen Vorkommen von pliozänen Sedimenten handelt es sich meist um eine Kombination von beiden Tatsachen. Stark erweiterte Flußmündungen und an N-S-Störungen abgespaltene Halbinseln mit benachbarten Senkungszonen formten weite Buchten. Hierher gehört die Bahia Inglesa und die Bahia Copiapo (Mündung des Rio Copiapo und Horstgebiet des Morro de Copiapo); die Bahia de Guanaqueros und die Bahia de Tongoy mit dem Mündungsgebiet des Rio Limari und dem Horstgebiet der Lengua de Vaca. Einen Sonderfall stellt das Gebiet von El Tabo — San Antonio dar: hier überlagerte sich das Mündungsgebiet des Rio Maipo mit einer an

E—W gerichteten Störungen gebundenen Schollentektonik. Nur eine erweiterte Flußmündung stellt das Gebiet der Quebrada Honda und Rio Huasco dar, während sich das Sedimentationsgebiet zwischen Antofagasta und Mejillones in einer Grabenzone östlich eines Horstes ohne Beeinflussung einer Flußmündung bildete. Über die Gründe der weiten pliozänen Einbuchtung zwischen Quebr. Chañaral und Quebr. Choros kann nichts näheres ausgesagt werden, da über die hier vermutete Mitwirkung von E—W und NE — SW-Störungssystemen keine Untersuchungen vorliegen.

Außerhalb dieser Gebiete erfolgte die Ingression des Pliozän direkt gegen die Steilküste der Küstenkordillere nur sehr wenig landeinwärts. Sedimente sind nur ausnahmsweise erhalten geblieben, da dieser schmale Streifen der erosiven Wirkung der späteren pleistozänen, marinen Ingressionen besonders ausgesetzt war. Nur nördlich der Bucht von Mejillones ist in einem schmalen Streifen bei Hornitos und nördlich Caldera bis zur Playa Obispito geringmächtige Pliozänsedimente erhalten geblieben.

Die Transgressionsfläche des Pliozän liegt in den Grabenzonen und in den tief ausgeräumten Flußmündungen unter dem heutigen Meeresspiegel (Herm & Paskoff, 1967a, Fig. 2). Außerhalb dieser Zonen zerlegte das vordringende Pliozänmeer die Küste kleingliedrig in Inseln, Klippen und Abrasionsterrassen. Konglomeratische Basalbildungen fehlen außerhalb der Flußmündungen fast ganz; nur geringmächtige Blocklagen sammelten sich am Fuß der kleinen Inseln. Die vorherrschenden Sedimente sind Grobsande und arganogene Grobschille, die sich stellenweise mit Ostreabänken verzahnen. Vorübergehende Stillstände des vorrückenden Meeres bildeten Abrasionsterrassen im Grundgebirge aus, diese boten zusammen mit den zahlreichen kleinen Inseln und Klippen ideale Bedingungen für eine äußerst reiche Besiedlung mit sessilen Benthonten in der Gezeitenzone und im höheren Sublitoral. Aus diesem Bereich stammt der reiche Schalenschutt, der sich in detaillierter Verzahnung vor und seitwärts der Abrasionsterrassen, Inseln und Klippen in großer Menge ansammelte. Starke Wasserbewegung verhinderte an den exponierten Teilen der Küste weitgehend die Sedimentation von Mittel- und Feinsanden in der Basal-Serie. Jedoch bildete sich in den durch Inseln und Klippen geschützteren Teilbekken in nahezu allen pliozänen Sedimentationsgebieten eine siltig-tonige Diatomitfazies aus, deren Mächtigkeit rein lokale und entsprechend der Morphologie stark schwankt (von einigen cm bis ca. 30 m). Landwärts geht auch diese Fazies in strandnahe Mittelsande mit reichen Mischfossilgemeinschaften, seewärts in die grobkörnige Schillfazies über.

In der basalen Pliozänserie bestimmt der Faktor Morphologie mit seiner Beeinflussung der Wasserbewegung und des Strömungsgeschehens das Sedimentationsbild mit seiner raschen lateralen Faziesverzahnung und der Ausbildung von mächtigen Grobschillen. Nur in den Grabenzonen mit andauernder Senkungstendenz kommt es zu gleichmäßigen, mächtigen und gutgeschichteten Sandfolgen (z. B. Mejillones, Bahia Inglesa, Tongoy, Quebr. Pachingo).

In den stabilen Küstengebieten zeigt sich innerhalb der Pliozänserie eine deutliche Sedimentationsunterbrechung, bzw. die Zeugen eines vorübergehenden Stillstandes oder leichten Rückzuges des Meeres. Es handelt sich hierbei nicht nur um ein lokales Ereignis, sondern es läßt sich von Mejillones bis Tongoy in den verschiedensten Sedimentationsbildern ablesen:

Mejillones: Bildung von Gipsfolgen: In abgeschnürten Lagunen, in die nur sporadisch frisches Seewasser und Feinsedimente zugeführt wurden, kommt es zur Hypersalinität und schließlich zur Gipsbildung im Sediment (vgl. S. 17). Diese Salinarfazies schwankt in der Mächtigkeit entsprechend der ehemaligen Morphologie, kann jedoch 30 m erreichen. Diese Gipsserie wird von groben Konglomeraten, z. T. erosions-diskordant, z. T., so besonders entlang der Grabenrandstörungen, tektonisch-diskordant überlagert.

Caldera, Rio Copiapo: a) Gipsbildungen wie bei Mejillones; b) Kondensationshorizont mit Anreicherung von Geröllen und oxydischen Krusten; Anreicherung von Phosphoritknollen, Selachierzähnen und Pinnipedier-Knochen (Bahia Inglesa); c) Erosionsdiskordanz mit kräftigen Auskolkungen und Bildung von Erosionsrinnen, die mit chaotischen Konglomeraten und Blöcken verfüllt wurden (Quebrada Blanca, Playa Chorrillo).

Chañaral de Azeitunas: Ausbildung von Abrasionsterrassen im Grundgebirge; Bildung von küstenparallelen Barrieren; Kondensationshorizonte mit oxydischen und P-haltigen Krustenbildungen, die von Konglomeraten überlagert werden;

La Serena: Formung eines intraformationallen Erosionskliffs (Pta. Teations); abrupter Wechsel in den Biozönosen und Lagen mit großen Blöcken in einer allgemeinen Mittelsand-Sedimentation (Quebr. Culebron).

Tongoy: Über das ganze Gebiet schaltet sich in einer vorherrschenden Fein- bis Mittelsandsedimentation eine bis 12 m mächtige, schräggeschichtete Grobschillage ein (vorwiegend Balanidenschill). Zur Bildung der großen Mengen von Balanidenschill sind ausgedehnte Abrasionsterrassen mit Hartgrund im Gezeitenbereich notwendig. Nur ein längerer Meeresstillstand kann dies bewerkstelligen und große Mengen von Schalenschill über das ganze Gebiet liefern.

Dieser Meeresrückzug bzw. diese Sedimentationsunterbrechung läßt sich über 1500 km mit von N nach S abnehmender Intensität verfolgen und ist nicht nur durch tektonische lokale Ereignisse der Horst-Graben-systeme zu erklären. Sollte sich in dieser Erscheinung eine pliozäne Meeresspiegelschwankung verbergen, so überlagert sie sich jedoch hier mit tektonischen Eigenbewegungen des Kontinentrandes, die nach S zu die Erscheinungen einer Meeresspiegelschwankung abschwächen bzw. aufheben.

Spuren des zu dieser Zeit sehr aktiven Vulkanismus in der Hochkordillere (ZEIL & PICHLER, 1967, S. 54) sind kaum zu finden. Nur in der oberen Gipsserie von Mejillones wurde eine 30 cm mächtige, reine Kristalltufflage abgelagert.

Die Fortsetzung der Ingression des höheren Pliozän erfolgte sehr rasch. Die Grobschillfazies mit vereinzelten *Ostrea*-Vorkommen folgt der landeinwärts rasch ansteigenden ehemaligen Transgressions-Küstenlinie, während die Sedimentation in den sich erweiternden Buchten gleichförmiger wurde. Es herrschten, wenig geschichtete, in der Korngröße gleichmäßige Mittel- und Feinsande vor, die sich nur an den Rändern der Buchten, den Abrasionsterrassen zu, mit Grobschillen verzahnen. Entlang der auch im höheren Pliozän aktiven N—S-Störungen traten lokal Konglomeratschüttungen auf, ebenso in der Nähe der Flußmündungen. Als vorherrschende Faunengemeinschaften finden sich Veneriden- und Turritellen-Gemeinschaften des höheren Sublitorals. Der Großteil der noch in der tieferen Pliozänserie beherrschenden Inseln und Klippen war überspült, so daß die Schalenschuttfazies — antransportiert aus den Litoralbiotopen des Brandungsbereiches — stark zurücktrat.

Zeugen einer am Ende des Pliozän einsetzenden Regression finden sich nur in den Gebieten der ehemaligen Flußmündungen. In den anderen Gebieten erfolgte bereits Erosion durch die Regression selber; das zurückweichende Meer landete nur ein sehr geringmächtiges Sandpaket auf einer Erosionsfläche an, die kurz vorher — während der Regression — im Vorstrandbereich als Plattform erodiert wurde.

Die höchsten Teile der marinen Pliozänfolge wurden meist durch die mehrfachen pleistozänen Ingressionen morphologisch stark überprägt und abgeräumt.

Im Bereich der Flußmündungen schoben sich in der Regressionsphase die Flußschotter dem zurückweichenden Meer nach (vgl. HERM, PASKOFF & STIEFEL, 1967, S. 24). Der Rio Limari mündete zu dieser Zeit noch in die Bucht von Tongoy über die Quebrada Seca, Quebrada Pachingo und Quebrada Salina (PASKOFF, 1966). Seine Schotter, die durch den Küstenversatz nach N abgelenkt wurden, schnürten Lagunen ab, die zunehmend verbrackten und sowohl mit feinsandigen, tonigen Sedimenten (Lagunensedimenten) als auch mit grobem, wenig klassiertem und von der Brandung nicht mehr aufgearbeitetem Material (Komponenten schlecht gerundet und hoher Anteil an Granitersatz) verfüllt wurden.

Die Sedimente der Regressionsphase, die zeitlich mit der Klimaverschlechterung an der Wende Plio/Pleistozän und der ältesten Kaltzeit gleichzusetzen ist, sind nur sehr spärlich vorhanden. Sie wurden von der ältesten pleistozänen Ingression, die meist den Steilabfall der Küstenkordillere erreichte, ausgeräumt. Eine Ausnahme bilden die fluviatilen Schotter in der Quebrada Chañaral de Azeitunas (S. 42), die unter den marinen Sedimenten der ältesten pleistozänen Ingression erhalben blieben.

3.3 Pleistozän

Die buchtenförmigen Gebiete mit pliozänen Sedimenten erwiesen sich für die pleistozänen Ingressionen als sehr günstig; in den weichen und im höheren Teil sehr feinkörnigen pliozänen Sedimenten konnte das Pleistozän-Meer weiter in das Land eindringen als entlang der im Grundgebirge ausgebildeten Steilküste.

Entscheidend für die Korrelation der verschiedenen Terrassen und zur Erarbeitung eines stratigraphischen Schemas der verschiedenen pleistozänen, marinen Ingressionen (HERM & PASKOFF 1967b) war die Unterscheidung von mobilen, d. h. tektonisch aktiven Gebieten von relativ stabilen Küstenabschnitten, in denen im Pleistozän keine oder nur sehr untergeordnete Vertikalbewegungen stattfanden.

In den mobilen Gebieten mit Vertikalbewegungen sind wiederum Zonen der Hebung von Zonen mit Senkungstendenz zu unterscheiden. In den ersteren werden sich die mit Sediment bedeckten, marinen Terrassen und Kliffs zahlenmäßig vermehren, da sich bei jeder, meist ruckartigen Hebung eine neue Abrasionsterrasse mit Klifflinie einschneiden wird, so daß zu einem eustatistischen Ingressionszyklus (der normalerweise nur eine Terrasse und eine Klifflinie ausbildet) mehrere treppenförmige Terrassen gerechnet werden müssen.

Als solche mobile Zonen könnten folgende Gebiete ausgeschieden werden:

Halbinsel Mejillones: Grundgebirgszug zwischen Pta. Angamos und Pta. Tetas;

Caldera: Morro Copiapo zwischen Bahia Inglesa und Playa Chorillo;

Tongoy: M°. Guanaqueros zwischen Ortschaft Guanaqueros und Quebr. Romeral; Lengua de Vaca;

Gebiet zwischen Aconcagua-Mündung und Algarrobo; Morro de San Antonio;

Besonders in den altpleistozänen Stufen (Serena I u. II) und in den mittelpleistozänen Stufen (Herradura) fanden solche Überlagerungen von tektonischbedingten Terrassenbildungen statt.

Meist schließen sich ostwärts dieser Hebungsgebiete Grabenzonen an, in denen die Senkungstendenz während des Pleistozän anhielt. Hier sind die verschiedenen pleistozänen Terrassen nicht scharf durch Klifflinien getrennt; die jüngeren Ingressionen greifen über die älteren Terrassen über, die in der Zwischenzeit weiter abgesunken waren. Eine Trennung der verschiedenen Niveaus ist oft nur am veränder-

ten Verlauf der Strandwälle zu erkennen (siehe Mejillones S. 18). Zu diesen Gebieten ist die Grabenzone von Mejillones zwischen Bahia Mejillones del Sur und Bahia Jorge sowie der schmale, sich nordwärts bis Hornitos anschließende Küstensaum zu rechnen; ferner die schmale Grabenzone östlich des M° de Copiapo, Bahia Guanaqueros und weite Teile der Bucht von Tongoy. Ebenso dürfte das Gebiet zwischen der Quebrada Chañaral de Azeitunas und der Mündung der Quebrada Choros, das ja bereits im Pliozän ein Sedimentationsgebiet war, auch im Pleistozän weiter abgesunken sein, da besonders die Terrassen der Herradura-Stufen miteinander verschmelzen.

Relative stabile Gebiete, die, abgesehen von kleinen lokalen Verwerfungen, keine wesentlichen Vertikalbewegungen im Pleistozän aufweisen, sind die Küstenabschnitte N Caldera bis zur Playa Obispito, das Gebiet der Quebrada Honda und vor allem die Bucht von La Serena und Coquimbo. Aus diesem Grund wurde im letztgenannten Gebiet ein stratigraphisches Gliederungsschema der hier scharf zu trennenden marinen Ingressionen aufgestellt (Herm & Paskoff, 1967b).

Im gesamten Pleistozän überwiegt in dem behandelten Gebiet die marine Erosion sowohl während der Transgression als auch während der Regression vor allen Dingen in den wenig verfestigten pliozänen Sedimenten, aber auch, in geringem Maße, im Grundgebirge entlang der übrigen Küste.

Die Sedimentation tritt im allgemeinen stark zurück. Nur lokal sind mächtigere und komplette Sedimentfolgen des Pleistozän, die sowohl Transgressionsbildungen als auch Abfolgen aus der Zeit des Meereshochstandes und eindeutige Regressionssedimente umfassen, erhalten geblieben. Gebunden sind diese vollständigen Pleistozänfolgen meist an trichterförmige Flußmündungen, wo vor den jeweiligen pleistozänen Meeresingressionen — also zur Zeit eines Meerestiefstandes — Ausräumung in der Pliozänserie oder im Grundgebirge stattfand. In diese erosiv übertieften Bereiche wurde reichlich Schalenschutt von den umgebenden Hochgebieten eingespült; z. T. sind hier aber auch über den groben Transgressionssedimenten die Zeugen eines Meereshochstandes in einer Stillwasser-Feinsandfazies mit Fossilgemeinschaften des Sublitorals (Biotop 5, vgl. S. 86) erhalten geblieben (z. B. Rio Copiapo: S Angostura; Tongoy: Quebr. Romeral).

Die marinen Terrassen der jüngeren pleistozänen Vorstöße greifen z. T. beträchtlich in diese alten, erweiterten Flußtäler hinein vor (z. B. Rio Copiapo, Rio Huasco, Rio Elqui, Quebr. Tongoy). Die Sedimente dieser Terrassen zeigen eine ruhige, vor der Brandung geschützte Fazies mit starker fluviatiler Schuttlieferung an. Schotter und siltig-tonige Lagunensedimente in Wechsellagerung mit groben Strandbildungen zeugen von schwachen Oszillationen am oberen Ende dieser Meereseingriffe. Faunistisch sind diese Biotope hier durch die sehr wechselnde Sedimentzufuhr und den verminderten Salzgehalt ausgezeichnet.

In den meisten Fällen sind jedoch auf den weiten Abrasionsterrassen nur die Sedimente der Regressionsphase als eine dünne Schicht von durchschnittlich 1—5 m als Sandstrand-Bildungen hinterlassen worden. Die endgültige erosive Ausbildung der Plattformen, auf denen diese pleistozänen Regressionssedimente liegen, erfolgte wohl erst während der Regressionsphase im „fore shore“ Bereich. Die Erosionsfläche besitzt die gleiche seewärtige Neigung wie die Oberfläche der in der Schlußphase der Regression angelandeten Strandbildungen.

Die in diesen Strandsedimenten stark wechselnde Schill- und Geröllführung steht in Abhängigkeit zur Morphologie der Buchten und umgebenden Küstenteile. Seitlich an die Buchten anschließende Felsen-Abrasionsterrassen lieferten reichlich Schalenschutt und Gerölle. Für alle Stufen des Pleistozän ist innerhalb der großen Buchten ein S—N gerichteter Sedimenttransport festzustellen, der sich besonders gut in einer nach N zu asymmetrischen Zunahme von Geröllen innerhalb der Strandsedimente in der Nähe von Flußmündungen dokumentiert.

Weite Flächen mariner, pleistozäner Sedimente sind durch spätere, terrestrische Bildungen (Schlammströme, Schotter, Dünensande) überdeckt (vgl. Hornito S. 13; Rio Copiapo S. 31; Quebr. Honda S. 44).

Die altpleistozänen Ingressionen erreichten nicht mehr die Höhe und damit nicht mehr die gleiche Ingressionsweite wie das Oberpliozän-Meer. Dies prägt sich besonders gut in den Buchten mit Flußmündungen aus, da hier Altpleistozän in terrestrischer bzw. fluviatiler Ausbildung auf erosiv eingeebnetem marinem Pliozän lagert und sich erst weiter seewärts, d. h. in geringerer Höhe, bezogen auf den heutigen Meeresspiegel, mit marinem Pleistozän verzahnt (so besonders in der SE-Ecke der Bahia Tongoy: zwischen Quebrada Seca-Pachingo und Quebrada Salina; vgl. Herm, Paskoff & Stiefel, 1967, Abb. 1).

Außerhalb der Buchten, im Grundgebirge der Küstenkordillere, schufen besonders die altpleistozänen Ingressionen deutliche Terrassen. Diese ebenfalls seewärts geneigten Verebnungen sind wohl bereits im Oberpliozän angelegt worden. Wenn auch die Höhe der altpleistozänen Ingressionen unter dem Hochstand des Oberpliozän-Meeres zurückblieb, erreichte doch sehr oft das Meer der Serena-I-Stufe den Steilanstieg der Küstenkordillere. Der altpleistozäne Meereshochstand setzte die Einebnungstätigkeit des Oberpliozäns fort und hinterließ nur spärliche Grobschill- und Grobsandsedimente zwischen den Klippen und Großblöcken auf dieser Terrasse. Küstenabschnitte, in denen seit dem Jungpleistozän und besonders im Holozän

Sedimentation und Anlandung vorherrscht, sind selten: Bucht von Los Vilos, Bahia Tongoy, Bahia Guanaqueros, Bahia Coquimbo, Gebiet N der Mündung der Quebrada Choros, Bahia Inglesa. Hier konnten seit dem Jungpleistozän (Cachagua, Kliffbildung bei +5—7 m) breite Zonen (bis 3 km) angelandet werden. In diesen Gebieten geht auch heute die Anlandung weiter. So konnte mit Hilfe der Archäologie im jungen Schwemmland (Vega-Stufe) von La Serena und Coquimbo eine Untergliederung der postglazialen Sedimentation versucht werden (MONTANE, 1964).

Dagegen sind in anderen Gebieten, in denen noch im Mittelpleistozän Anlandung vorherrschte, keine positiven Küstenlinienverschiebungen seit dem Jungpleistozän mehr festzustellen; z. T. sind es heute Erosionsküsten mit Klifflinien (z. B. La Portada, N Antofagasta; N Caldera bis Playa Obispito, Playa Chorillo bis zur Mündung des Rio Copiapo und S Puerto Viejo; Horcon-Maitencillo).

3.4 Bemerkungen zur Eustasie

Die Sedimentationsgeschichte des Pleistozän zeigt das Bild einer allgemeinen Regression des Meeresspiegels seit dem Ende des Pliozän. Die Detailuntersuchungen ergaben jedoch, daß es sich um eine stufenweise Regression handelt, die das Ergebnis einer Reihe von marinen Zyklen (mindestens 6) ist, die fluktuierend jeweils eine Transgression und eine Regression beinhalten. Der jeweilige jüngere Zyklus eines solchen Meeresvorstoßes erreichte nicht mehr die Höhe des vorhergehenden, so daß als Gesamtergebnis das Pleistozän eine absteigende Terrasssentreppe mit einer stratigraphischen Abfolge von oben nach unten resultiert. Durch die Detailaufnahmen konnten in den verschiedenen Gebieten jeweils tektonisch instabile Zonen, in denen oft eine Aktivität bis in das Holozän erkennbar ist, von tektonisch stabilen Küstenabschnitten abgetrennt werden.

Die Konstanz der Höhenlagen der Terrassengruppen (als Bezugslinie wird die Höchstlage der Ingression, also meist die Höhenlage der Kliffunterkante, verglichen) in den tektonisch stabilen Küstenabschnitten spricht für die dominierende Beeinflussung durch glazial bedingte, also eustatische, Meeresspiegelschwankungen. Daneben können zur Unterstützung dieser Erklärung noch folgende Tatsachen angeführt werden:

1. Jede Terrasse entspricht in den tektonisch stabilen Gebieten einem kompletten Zyklus, bestehend aus Transgression, Hochstand und Regression; die einzelnen Etappen können stellenweise anhand der Biotopabfolgen innerhalb der den Abrasionsterrassen aufliegenden marinen Sedimenten ausgeschieden werden.

2. Die terrestrische Erosion erfolgte in einer Regressionsphase (zwischen den einzelnen Hochständen) tiefer als das Niveau der nächstfolgenden, jüngeren Terrassen-Stufe. Es entstanden so breit angelegte Entwässerungssysteme (z. B. Flußtäler mit trichterförmig erweiterten Mündungen) in die der neuerliche Meeresvorstoß eindrang und sedimentierte (z. B. das Eindringen des Meeres der Herradura-I-Stufe in Täler, die in die Pliozän- und Altpleistozän (Serena I + II)-Folge eingeschnitten sind: Rio Copiapo, Quebr. Salinita, Quebr. Tongoy).

3. Die Ablagerung von fluviatilen Schottern unter den marinen Sedimenten der altpleistozänen Ingression (Serena-I-Stufe) in der Quebrada Chañaral (S. 42) ist ebenfalls ein eindeutiger Beweis für einen Meerestiefstand vor dieser Altpleistozän-Ingression.
   Wenn auch die untermeerische Morphologie des Sublitorals entlang der chilenischen Küste noch nicht im Detail bekannt ist, so lassen sich doch verschieden submarine Verebnungsflächen ausscheiden, die als alte Abrasionsverebnungen während verschiedener Meerestiefstände entstanden sein könnten. So dehnt sich küstenparallel in der Bucht von Caldera und im sich nördlich anschließenden Küstengebiet eine submarine Fläche bei ca. 30—40 m und eine weitere bei 80—90 m Tiefe aus (Seekarte 1 : 20 000, Caldera; Seekarte 1 : 80 000, Ba. Copiapo). Ferner lassen sich auf der Seekarte 1 : 200 000 (Pta. Pite — Pta. Topocalma), soweit es der Maßstab und das dünne Netz der Tiefenangaben zulassen, über weite Strecken eine breite Verebnungsfläche zwischen 110—135 m und eine weniger deutlich angelegte Fläche zwischen 75—90 m Tiefe erkennen.

4. Große Anhäufungen von alten Dünen zeigen, daß in den Zeiten der Meerestiefstände weite Sandstrände freilagen. Heute befinden sich vor diesen pleistozänen Dünen, wie z. B. zwischen Concon und Vina del Mar keine Sandstrände mehr, sondern nur noch felsige Steilküsten, die als Sandlieferant nicht in Frage kommen.

5. Die wenigen vorliegenden absoluten Altersdatierungen, die nur von den Sedimenten der Vega-Stufe vorliegen (MONTANE, 1964), lassen sich direkt korrelieren mit Datierungen der weltweit beobachteten Höhenlage einer „flandrischen Ingression"

und der seitdem erfolgten Regression, so z. B. mit der Höhenlage von + 4,5 m in Peru und + 2,7 m in Columbien (Richards & Broecker, 1963, S. 1044—1045).

Diese Tatsachen zeigen, daß im größten Teil des untersuchten Küstenabschnittes die eustatischen Meeresspiegelschwankungen die dominierende Rolle bei der Bildung der marinen Terrassen gespielt haben. Erst sekundär wurde dieser Vorgang vermutlich durch eine allgemeine langsame Heraushebung des Kontinentrandes überlagert. Cotton (1963) weist auf die weltweite Verbreitung dieser Erscheinung hin, räumt ihr allerdings eine stärkere Bedeutung ein als den eustatischen Meeresspiegelschwankungen.

Beginnend mit den Beobachtungen Darwin's (1846) wurde die Konstanz der Höhenlagen bis in die jüngste Zeit ausschließlich auf kurze ruckartige Hebungen des Kontinentrandes zurückgeführt und eingebaut in die Vorstellung einer sehr starken und sehr jungen (jüngstes Tertiär-Quartär) Andenhebung (Brüggen, 1950, Ruiz, Corvalan, Aguirre, 1965, S. 81).

Erst Zeuner (1959, S. 298) beleuchtet diese konstanten marinen Terrassengruppen aus der Sicht der eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Hollingworth (1964) deutet auf die Möglichkeit der Überlagerung von mehreren Faktoren, wie eustatischen und tektonischen Ursachen, hin.

Paskoff (1966) und Herm & Paskoff (1967a) lehnen die Vorstellung über sehr junge und starke Vertikalbewegungen dieses Küstenabschnittes ab und verweisen auf die wohl bereits seit dem Miozän relativ stabile Lage des westlichen Randes der Küstenkordillere mit Hinblick auf eine „chronologie longue“ für die Andenheraushebung.

Die neotektonischen Vertikalbewegungen spielen im behandelten Küstenabschnitt nur sehr lokal eine dominierende Rolle, und zwar dort, wo die N-S-gerichteten Grabensysteme direkt an der Küste verlaufen: Halbinsel Mejillones, Morro de Copiapo, C° Guanaqueros, Lengua de Vaca und Mündungsgebiet des Rio Limari (vgl. Paskoff, 1966). Glazial-eustatisch bedingte Terrassenbildung überlagert sich hier sowohl mit pleistozänen, ruckartigen Hebungen in den Horstgebieten, wodurch die Zahl der Abrasionsterrassen vermehrt wurde, als mit Absenkungen in den Grabenzonen, wo folglich jüngere Ingressionen alte Terrassenbildungen überspülten und die Grenzen verschleierten. Diese lokal begrenzten Gebiete mit starken pleistozänen Vertikalbewegungen lassen sich klar von den stabilen Küstenabschnitten trennen.

3.5 Vergleiche mit benachbarten Gebieten

3.5.1 Südchile

Das für das Untersuchungsgebiet aufgezeigte Bild einer Dominanz der eustatischen Beeinflussung mit einer sekundären tektonischen Überprägung ändert sich rasch bei der Betrachtung der Terrassenbildungen südlich des 36. Breitengrades.

Im südlichen Teil Mittelchiles und in Südchile übernehmen pleistozäne, tektonische Bewegungen die entscheidende Rolle bei der Formung der marinen Küstenterrassen.

Besonders Illies (1960; 1967, S. 92) weist auf die starken Vertikalbewegungen hin, die sich in der Küstenkordillere z. T. in Kippbewegungen von Großschollen (mit einer Absenkung nach E) bis in die Gegenwart hinein bemerkbar machen (vgl. auch Weischet in Fuenzalida, 1965). Die starke Absenkungstendenz des großen Längstalgrabens, der sich südlich Puerto Montt in den Golf de Aneud und den Golfo de Corcovado fortsetzt, wird durch die überaus mächtigen Füllungen mit höherem Tertiär und Quartär offensichtlich (Katz, 1963, S. 1094). So konnte auch schon Brüggen (1950, S. 205) durch das Auffinden von Moränenmaterial in einer Bohrung in 220 m Tiefe unter NN für Chile beträchtliche Absenkungen nachweisen. Ertrunkene Täler und Flußmündungen, die mit jungen Sedimenten aufgeschüttet sind, kennzeichnen die Küstenmorphologie südlich Puerto Montt. Außer einigen geomorphologischen Beobachtungen von Steffen (1944) und Brüggen (1950, S. 207 f.) fehlen wissenschaftliche Untersuchungen in diesem Gebiet.

Es sei noch bemerkt, daß südlich 42° S die Gletscher der letzten Glazialzeit das Meer erreichten und etwaige Strandlinien der Interglazialzeiten zerstörten sowie die Küste im letzten Glazial morphologisch überprägten.

Für den südlichsten Teil des Kontinentes, auf dem sich nach Süden zunehmend während des letzten Glazials eine geschlossene Eiskappe ausdehnte (vgl. Auer, 1956) ist mit postglazialen langsamen isostatischen Ausgleichsbewegungen zu rechnen, wie sie Fenton (1921, S. 221) von Südpatagonien berichtet.

Durch diese drei hier im Süden dominierenden Faktoren, Absenkungstendenz in küstenparallelen Grabenzonen, glazialmorphologische Überprägung bis zur Küste und isostatische Ausgleichsbewegungen, sind die Spuren älterer Interglazialzeiten weitgehend verwischt.

Nord- und Südchile kann bezüglich seiner pleistozänen Küstenentwicklung nicht miteinander verglichen werden.

3.5.2 Peru

Die ausgedehnten marinen Neogen- und Quartärsedimente in NW-Peru wurden bereits von Bosworth (1922) eingehend bearbeitet; er unterschied zunächst drei Terrassen (Mancora-Tablazo, Talara-Tablazo und Lobitos-Tablazo). Suter (1927) machte noch eine 4. Terrasse, die Negritos-Tablazo, bekannt, vor der sich die Salina-Stufe bis zur heutigen Küste erstreckt. Nachdem die z. T. nur sehr geringmächtigen Ablagerungen auf diesen Terrassen als quartär erkannt waren, versuchte Suter diese Bildungen mit der europäischen Stratigraphie zu korrelieren.

Vergleicht man die in den stabilen Zonen der nord- und mittelchilenischen Küste ausgeschiedenen pleistozänen marinen Zyklen mit dem nordwestperuanischen Gebiet, so fällt die gute Übereinstimmung in der Anzahl der marinen Ingressionen trotz der großen Entfernung auf; ein Hinweis, daß auch hier die von der tektonischen Geschichte des Küstenabschnittes relativ unabhängigen Meeresspiegelschwankungen die diktierenden Faktoren waren.

Bisher wurden für NW-Peru, ähnlich wie für den chilenischen Küstenabschnitt, ausschließlich die ruckweisen Hebungen des Kontinentes verantwortlich gemacht (Bosworth, 1922; Suter, 1927; Steinmann, 1929). Ein exakter Vergleich der Höhenlagen der Terrassenoberkanten zwischen Nordchile und NW-Peru ist jedoch nicht möglich, da in NW-Peru die glazial-eustatischen Bildungen (Suter, 1927 weist mehrfach auf die geschlossenen marinen Zyklen jeder Terrassengruppe hin) überlagert werden durch neotektonische Verstellungen (Richards, 1962, S. 26). Deutlich ist eine großräumige Kippung, wobei der Nordteil stärker gehoben wurde (die marine Mancora-Stufe erreicht im N eine heutige Höhe von über 350 m!) als der Südteil, der relativ zurückblieb.

Nur in einem schmalen Gebiet, nahe der relativ stabilen Kippungsachse (zwischen Negritos und Rio Chira) lassen sich nicht nur die Anzahl und die Reihenfolge, sondern auch die Höhenquoten der marinen Hochstände der einzelnen Ingressionen mit den entsprechenden Bildungen der stabilen Zonen in Nord- und Mittelchile vergleichen.

Von der Küste des südlichen Peru liegen, dem Referat von Richards (1962, S. 27) folgend, nur sehr wenige Daten vor; eine paläontologische Bearbeitung fehlt ganz.

4. Palökologie

4.1 Biotoprekonstruktion

4.1.1 Vorbemerkung

Jeder Paläontologe sollte sich angesichts eines fossilführenden Aufschlusses bewußt sein, daß aus der vorliegenden Lithofazies und Biofazies (beide Begriffe werden hier in der Definition und Abgrenzung nach Newell et al. 1959, S. 196 benutzt) der Versuch einer Rekonstruktion des ehemaligen Biotops ermöglicht wird. Der Biotop wird hier gedacht als die Gesamtheit der abiologischen und biologischen Einflüsse, denen die einzelnen Organismen an ihrem Lebensstandort ausgesetzt waren. Eine möglichst genaue Rekonstruktion der ehemaligen Lebensbedingungen bildet nicht nur die Grundlage für die Paläogeographie, sondern ist auch für stratigraphische Schlußfolgerungen von Wichtigkeit, da sowohl die Entwicklungsgeschwindigkeit von Arten oder Gattungen als auch die Umformung einer Fauna von den Veränderungen der Lebensbedingungen direkt oder indirekt abhängig ist. So können in der Stratigraphie zahlreiche Fehlerquellen, die oft auf das falsche Ausdeuten von nur ökologisch bedingtem Ein- und Aussetzen von Arten oder Gattungen beruhen, vermieden werden.

Je jünger die fossilführenden Sedimente sind, je näher die fossilen Arten mit rezenten Formen verwandt sind und je ähnlicher die fossile ökologische Konstellation der rezent zu beobachtenden Verhältnisse ist, desto einfacher ist die Analyse und desto größer wird die Aussagekraft der Rekonstruktion sein.

Die Oryktozönose (in der ursprünglichen Definition von Efremov, 1940), die uns im Aufschluß vorliegt, ist meist sehr verschieden von einer ehemaligen Lebensgemeinschaft. Beginnend mit praemortalen Vermischungen, besonders aber durch postmortale Veränderungen, wie Zerstörung der Weichteile, Ab- und Antransport von Hartteilen, werden die Lebensgemeinschaften oft mehrfach und grundlegend verändert. Während der Einbettung geht dieser Prozeß der Verfälschung der Zusammensetzung weiter bis zur Zerstörung vieler Faunenkomponenten während der Diagenese.

In den hier untersuchten Sedimenten sind die Misch-Fossil-Gemeinschaften („mixed-fossil-communities", in Anlehnung an das Schema von Fagerstrom, 1964, S. 1200 f.) weitaus am häufigsten. Rest-

Gemeinschaften („residual-fossil-communities"), das sind Fossil-Gemeinschaften ohne allochthone Elemente, aber gegenüber den ursprünglichen Lebensgemeinschaften stark verändert, treten in den behandelten Sedimenttypen stark zurück.

Äußerst reich ist das Schrifttum über die bei Rekonstruktionen angewendeten Methoden. Die verschiedenartigen Fragestellungen bestimmen die Ansatzpunkte und die Durchführung der palökologischen Analysen.

Die wichtigsten Gesichtspunkte wurden theoretisch von Imbrie (1955a), Moore (1957) und Johnson (1960) zusammengefaßt; Imbrie (1955b) gibt ein konsequent durchgeführtes Beispiel einer Transportweg-Analyse.

Unsere Fragestellung zielt darauf ab, in den vielfältigen Sedimenten des Miozän, Pliozän und Pleistozän repräsentative Faunengemeinschaften aus einigen, beschränkten, aber über den behandelten Zeitraum gleichbleibenden Biotopen zu erhalten, um sie miteinander vergleichen zu können. Nur so können die Faunenveränderungen von lokalen Ereignissen losgelöst werden und z. B. das Aussetzen oder Neuauftreten von Arten oder Gattungen auf überregionale Ursachen, wie paläogeographisch-morphologische oder klimatisch-großräumige Wandlungen, zurückgeführt und erklärt werden.

4.1.2 Methodik

Die pliozänen und pleistozänen Sedimente erweisen sich durch ihren großen Fossilreichtum als äußerst günstig für eine palökologische Analyse und eine Biotoprekonstruktion. Die meisten Sedimente sind unverfestigt, so daß die Fossilien gut entnommen werden können. Umriß, Lage und als Abdruck sogar feinste Oberflächen-Skulpturen der Fossilien, sind selbst in den feinsandigen Lagen erhalten geblieben, in denen meistens nach Weglösen der karbonatischen Schale nur noch die Hohlformen vorliegen. Die tiefeingeschnittenen „quebradas" gestatten einen dreidimensionalen Einblick in die Sedimentfolgen.

Aus der Vielfalt der Möglichkeiten einer ökologischen Analyse wurden hier besonders 2 Methoden angewendet:

1. Der direkte, qualitative Vergleich der Fossilien mit gleichen, rezenten Arten:
   Die ökologischen Standortsdaten des heutigen Auftretens können in den meisten Fällen direkt übertragen werden auf die Fossilien. Dieses Verfahren ist vor allen Dingen im Pleistozän mit Erfolg angewendet worden (vgl. Valentine, 1955, 1956, 1957, 1961, 1963; Wagner, 1959; Hertlein, 1963; Hertlein & Emerson, 1956; Valentine & Lips, 1963; Emerson & Chace, 1959; Johnson, 1962). Für die meisten ausgestorbenen Arten des Pliozän lassen sich nahverwandte Arten im rezenten Bereich finden. Ergibt der Vergleich der morphologischen Adaptationen eine weitgehende Übereinstimmung zwischen den fossilen und rezenten Arten derselben oder verschiedener Gattungen, so kann aus dem rezenten Standort der nahverwandten Arten auf das ökologische Verhalten bzw. auf den Standort der fossilen Art geschlossen werden.
2. Trennung von autochthonen und allochthonen Elementen in Misch-Fossil-Gemeinschaften:
   Aus den mannigfachen, im Aufschluß ablesbaren Daten über die Beziehungen der Fossilien zum Sediment werden hier nur die Lage der Fossilien im Sediment (Lebendstellung, Einregelung der Schalen etc.), die Häufigkeitsverteilung der einzelnen Pelecypoden- und Gastropoden-Arten und der Zerstörungsgrad der Hartteile ausgewählt.
   Die Häufigkeitsverteilung der Arten, kombiniert mit dem Zerstörungsgrad, kann als Faktor der Exposition und damit des Transportweges der Schalen bis zur Einbettung angesehen werden. Es ergibt sich hiermit die Möglichkeit der Trennung von autochthonen (nicht transportierten), parautochthonen (wenig transportierten und allochthonen (aus anderen Biozönosen antransportierten) Faunenelementen.
   In den meisten Biotopen des Litorals und des höheren Sublitorals sind jedoch ebenfalls die autochthonen Elemente dem zerstörenden Einfluß von abiotischen und biologischen Faktoren ausgesetzt. So wird zusätzlich eine Größentrennung in juvenile und adulte Exemplare durchgeführt. Die Häufigkeitsverteilung der juvenilen und adulten Exemplare wird getrennt, bezogen auf die jeweilige Abstufung des Zerstörungsgrades, zueinander ins Verhältnis gesetzt.
   Bei einer sehr raschen, aber kurzfristigen Sedimentation und Einbettung, wie sie in den Biotopen des Litorals und höheren Sublitorals meist vorherrscht (vgl. Reineck 1963), werden von den autochthonen Elementen sowohl juvenile als auch adulte Exemplare im unversehrten Zustand in einem größeren Verhältnis eingebettet werden als allochthone Elemente, bei denen die abgerollten und zerbrochenen, adulten Schalen vorwiegen; je weiter der Transport, desto größer der Ausfall von juvenilen Exemplaren durch Zerstörung.
   Bei den Pelecypoden ergibt sich eine zunehmende Gradation der Zerstörung durch die lückenlos ineinander übergehende Reihenfolge:
   Klappen geschlossen in Lebendstellung — ge-

schlossene Klappen, ausgeschwemmt, horizontal gelagert — Klappen geöffnet — Klappen disartikuliert — Einzelklappen eingeregelt oder regellos eingebettet — Oberflächenskulptur durch Abrieb mehr oder weniger zerstört — Klappen mehr oder weniger stark zerbrochen und die Bruchränder abgerieben.

Der Zerstörungsgrad der Hartteile der Pelecypoden und Gastropoden ist multifaktoriell beeinflußt (z. B. Brandungsintensität, Korngröße des Sediments) und artabhängig (artlich verschiedene Schalenfestigkeiten), er kann nicht numerisch quantitativ erfaßt werden. Er wird hier nur qualitativ benutzt.

Die hier angeführte Reihe stützt sich auf eigene Erfahrungswerte und auf Daten aus zahlreichen Arbeiten über den Transport von Schalen vor der Einbettung (z. B.: Sortierung von Muschelschalen: MARTIN KAYE 1951; Orientierung im Sediment bei der Einbettung: JOHNSON 1957; Häufigkeitsverteilung beim Transport: MENARD & BOUCOT 1951; BOUCOT, BRACE & DEMAR, 1958).

Für Gastropoden kann eine Zunahme des Zerstörungsgrades durch folgende Reihe ausgedrückt werden: Schale in Lebendstellung (nur beobachtbar an im Sediment wühlenden Gastropoden durch Fixierung des Wühlgefüges und der Atemwasserkanäle im Sediment) — unversehrte, eingeregelte Schalen — abgeriebene Gehäuse — zerbrochene Gehäuse.

Voraussetzung für diese Untersuchungen ist reiches Fossilmaterial (mehr als 100 Exemplare) in synchron abgelagerten Schichten, auf engem Raum. Zur Auszählung im Gelände wurde eine Richtschnur verwendet („hinge line" JOHNSON, 1960, 1962), die parallel dem Sedimentations-S, je nach Fossilgehalt, 2—10 m ausgespannt wurde. Entlang dieser Linie wurden alle, im Sediment angetroffenen Fossilien, nach Arten aufgeteilt, in juvenil und adult getrennt erfaßt und entsprechend ihrer Orientierung und ihrem Zerstörungsgrad in Formblätter eingetragen.

Bei flächenhaften Aufschlüssen in Lockersedimenten wurde mit einem 10×10 cm Raster, je nach Fossilgehalt eine bis zu 4m² große Fläche ausgezählt.

Der Grobschill wurde bis zu einer Größe von 6 mm ∅ erfaßt; dies erwies sich als Untergrenze für eine relativ sichere taxionomische Bestimmung.

Beispiele:

Ausgefüllte Formblätter. Die Zahlen ohne Klammern geben adulte Exemplare, Zahlen in Klammern juvenile Exemplare an. Die Biotopbezeichnung in der Auswertung bezieht sich auf das Schema S. 83:

1. Loc.: Coquimbo — La Serena; Aufschluß an der C. Panamericana, N Brücke Estero Culebron (vgl. S. 58); Pleistozän, Herradura II;
   Länge der Meßlinie: 2×3,50 m.
   Auswertung: Misch-Fossil-Gemeinschaft: Autochthon: Biotop 5; Antransport: aus Biotop 3 und 4;

Pelecypoda

	Orientierung						Abrieb		Bruch		Bewuchs	Bohrspuren
		doppelklappig		einklappig								
	hochkant	flach	geöffnet	gewölbt oben	gewölbt unten	nicht orient.	+	—	+	—		
Mulinia div. sp.	—	30 (12)	2 (1)	36 (17)	41 (4)	18 (23)	10	12	2 (2)	7 (4)	6	12
Transennella pannosa	—	12 (8)	—	18 (6)	21 (12)	106 (44)	—	—	—	21 (7)	—	22
Diplodonta inconspicua	—	16 (2)	—	6	—	8 (19)	—	1	6	18	—	—
Chlamys purpurata	—	—	—	2	9	6 (1)	6	12	—	16	11	—
Tagelus dombeii	—	19 (6)	—	—	12 (3)	—	—	—	3	2	—	—
Mesodesma donacium	—	—	—	6 (1)	—	18 (2)	—	3	12	14 (6)	—	8
Ensis macha	—	7	—	5	—	15 (5)	—	—	—	3	—	—
Cryptomya californica	—	9 (3)	—	—	—	8	—	—	—	4	—	—
Protothaca thaca	—	4	—	8 (3)	2	4 (2)	—	—	—	2	—	2
Choromytilus sp.	—	—	—	—	—	3	—	—	6	12	4	—

Gastropoda

	Lebend-stellung	nversehrt	Abrieb		Bruch		Bewuchs	Bohr-spuren
			+	—	+	—		
Chorus giganteus	—	16 (2)	—	6 (4)	—			—
Tegula ater	—	2	—	—	—			—
Turritella cingulata	—	4 (1)	—	—	—			1
Crepidula div. sp.	—	16 (2)	—	4	—			4

2. Loc.: S Coquimbo, Quebrada Herradura: Aufschluß an der C. Panamericana, Höhe 50 m NN; (entspricht Aufschluß Abb. 26).
Pliozän.
Kombination einer Meßlinie von 9 m Länge in einer feinsandigen Dickbank mit einer Meßlinie von 3,5 m Länge in einer Ausschwemmungslage.
Auswertung: Vorwiegend autochthone Fossilgemeinschaft aus Biotop 5 mit nur geringem Abtransport aus Biotop 2 und 3.

Pelecypoda

	Orientierung						Abrieb		Bruch		Be-wuchs	Bohr-spuren
	doppelklappig			einklappig		nicht orient.						
	hoch-kant	flach	geöffnet	gewölbt oben	gewölbt unten		+	—	+	—		
Chionopsis petitiana	96 (43)	158 (12)	8	11	48 (12)	56 (18)	—	—	—	31	—	15
Eurhomalea hanetiana	17 (4)	26	—	—	6	11	—	—	—	—	—	2
Ensis macha	—	6	—	—	—	7 (4)	—	—	—	4	—	—
Panope oblonga	—	3 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chlamys coquimbensis	—	—	—	—	—	1	2	—	2	7	3	—
Ostrea ferrarisi	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2	4	—

Gastropoda

	Lebend-stellung	unversehrt	Abrieb		Bruch		Bewuchs	Bohr-spuren
			+	—	+	—		
Chorus blainvillei	—	12 (3)	—	—	—	4	—	2
Dentalium	—	6 (1)	—	—	—	8	—	—

3. Loc.: E Coquimbo, Cantera Vialidad NE Pan de Azucar, Straße La Serena — Ovalle; (vgl. S. 52);
Pleistozän, Serena-I-Stufe;
Länge der Meßlinie: 2×3,5 m.

Auswertung: Mischfossilgemeinschaft einer felsigen, mäßig geschützten Küste mit Blockwerk und Schillwannen.
Autochthon: Biotop 4 mit Beeinflussung von Biotop 1.

P e l e c y p o d a

	Orientierung						Abrieb		Bruch		Be-wuchs	Bohr-Spuren
		doppelklappig		einklappig		nicht orient.						
	hoch-kant	flach	geöffnet	gewölbt oben	gewölbt unten		+	—	+	—		
Mesodesma donacium	—	—	—	—		3	—	14 (3)	7	11 (2)	—	—
Chlamys purpurata	—	36 (41)	—	16 (11)	56 (64)	18 (21)	19 (21)	11	22 (9)	38 (14)	12	—
Ostrea ferrarisi	—	—	—	—	—	6	—	—	18 (4)	11	6	—
Protothaca thaca	—	4 (1)	—	—	—	5	—	—	—	2	—	2

G a s t r o p o d a

	Lebend-stellung	unversehrt	Abrieb		Bruch		Bewuchs	Bohr-spuren
			+	—		—		
Turritella cingulata	—	156 (51)	47	51	28 (14)	71 (76)	—	21
Concholepas concholepas	—	—	—	1	1	3	—	—
Oliva peruviana	—	26 (3)	—	3	—	4	—	—
Argobuccinum div. sp.	—	16	—	10	2	11 (2)	—	—
Nucella crassilabrum	—	18 (4)	—	24 (16)	—	—	—	—
Crepidula div. sp.	—	4 (1)		—	2	9		
Balanus div. sp.	—	6	—	—	27	9	—	—

Die Erarbeitung von einfachen Häufigkeits-Größen-Diagrammen, getrennt für jede Art, ergibt kein Resultat. In den untersuchten Sedimenten weicht die Größenverteilung innerhalb einer Art stets beträchtlich von den Größenverteilungskurven von rezenten Populationen ab; es lassen sich keine Anklänge an die Wachstumskurven, Mortalitätskurven oder an die aus beiden kombinierten Kurven, wie sie in ihrer Variabilität von Boucot (1953) und Olson (1957) diskutiert werden, feststellen.

Dies ist verständlich, da die exogenen ökologischen Faktoren die biologische Häufigkeits-Größenverteilung innerhalb der verschiedenen Arten in den hier behandelten Biotopen bereits während des Lebens und in noch verstärktem Maße während der Prozesse zwischen Tod und Einbettung stark beeinflussen und die zu fordernden, theoretischen Größenverteilungskurven vollkommen verfälschen.

So wird die Größe der Individuen einer Art hier nur in der qualitativen Zweiteilung j u v e n i l - a d u l t verwendet und die Häufigkeit jeder dieser beiden Wachstumsstadien mit anderen Daten aus dem postmortalen Geschehen kombiniert; in diesem Fall mit der zunehmenden Zerstörung der Schalen als Folge von Exposition und Länge des Transportweges.

Die Vorgänge, die zur Verteilung der Fossilien im Sediment führen, sind zu komplex, um sie in ihrer

Gesamtheit quantitativ zu erfassen, zumal lokale Bedingungen, die oft einen entscheidenden Einfluß erlangen, nicht rekonstruierbar bleiben. Wie FAGERSTROM (1964) mehrfach betont, ist hier bei der Beurteilung von Autochthonie und Allochthonie von Schalen der qualitativen Betrachtungsweise der Vorrang zu geben.

So wurde für jede Art getrennt, folgende Typisierung getroffen:

1. Große Häufigkeit (bezogen auf die Gesamtzahl der Organismenreste) von unversehrten juvenilen und adulten Exemplaren = autochthones Faunenelement.
2. Große Häufigkeit von mehr oder weniger unversehrten adulten Exemplaren; Zurücktreten oder Fehlen von unversehrten juvenilen Exemplaren; untergeordnetes Auftreten von zerstörten juvenilen Formen = parautochthones Faunenelement (entspricht einem Antransport aus einem gleichen, aber benachbart gelegenen Biotop oder auch einem anderen, aber sich lateral direkt anschließenden Biotop).
3. Häufigkeit oder auch nur sporadisches Auftreten von meist stark zerstörten oder bewachsenen adulten Exemplaren = allochthones Faunenelement.

Diese, so für jede Art gewonnene Einteilung muß in Übereinstimmung sein mit der nach Methode 1 (dem direkten Vergleich der Standorte der rezenten Vertreter) gewonnenen Standorttypisierung. Erst dann kann eine Art als repräsentativ für eine Faunengemeinschaft angesehen werden.

Außer den Ergebnissen, die aus der Kombination der oben geschilderten Methoden erhalten werden, sollen für jeden Sedimentkomplex die sich in der Lithofazies dokumentierenden abiotischen Faktoren mit verwendet werden und zur Ergänzung der Rekonstruktion des Lebensraumes und damit der ehemaligen Lebensgemeinschaft benutzt werden. Hier sind es besonders die Hinweise auf die Strömungsintensitäten, Strömungsrichtungen, Sedimentationsgeschwindigkeiten und Sauerstoffversorgung, die aus der Lithofazies abgelesen werden können.

4.1.3 Rekonstruierte Biotope des Litorals und des höheren Sublitorals

Die hier rekonstruierten fossilen Faunengemeinschaften weichen in ihrer Charakterisierung z. T. beträchtlich von den im rezenten Bereich ausgeschiedenen Faunengemeinschaften ab, da nur Faunenelemente mit erhaltungsfähigen Hartteilen berücksichtigt werden können. Ebenso ist eine so stark detaillierte Unterteilung der Litoralzone, wie sie im rezenten Bereich, meist basierend auf der Algenflora, durchgeführt wurde (vgl. GUILER, 1959a, 1959b; DOTY,

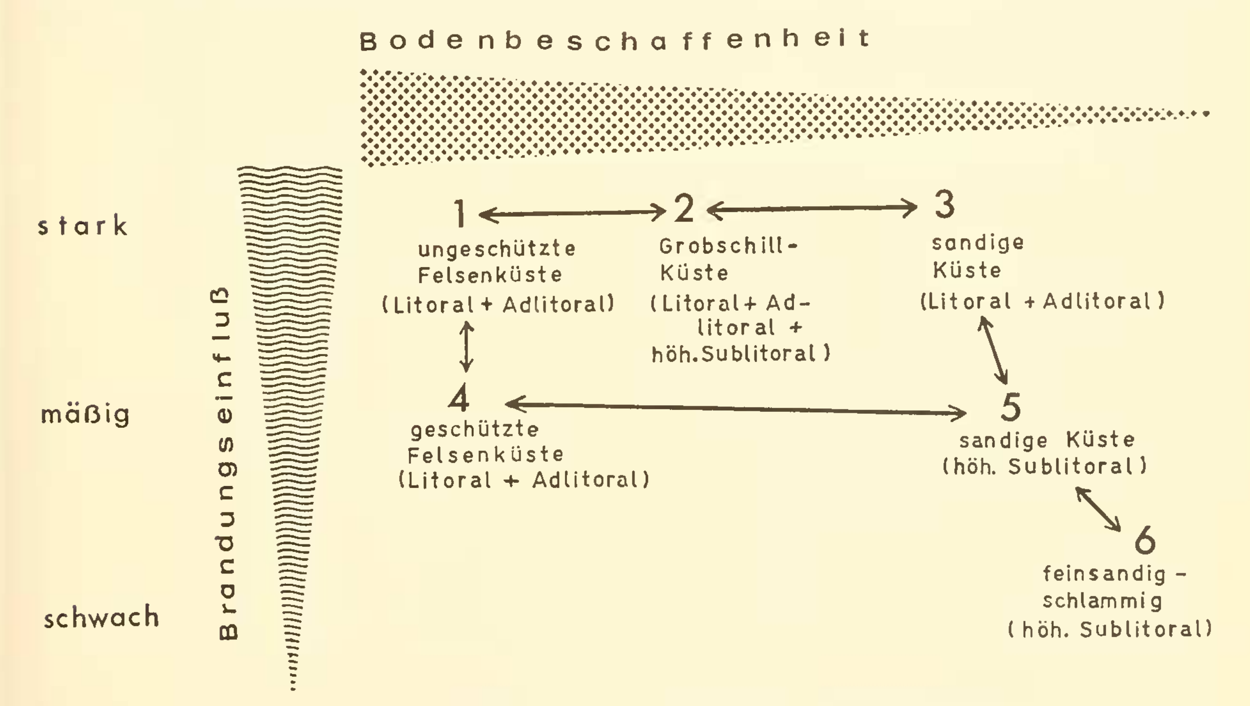


Abb. 38: Schematische Darstellung der Lage und Abhängigkeit der ausgeschiedenen Biotope 1—6 vom Brandungseinfluß und der Bodenbeschaffenheit; die Richtung des punktierten Pfeiles verdeutlicht die Übergänge vom felsigen Untergrund zu Blockwerk — Konglomeraten — Sanden — Silten bis zu Tonen.
Die schwarzen Pfeile weisen auf die bestehenden lithologischen und faunistischen Übergänge hin (zu S. 84 f).

1957; RICKETTS & CALVIN, 1962) in den fossilen Sedimenten kaum möglich. Da nur ein kleiner Ausschnitt aus der Vielfalt der Organismenwelt eines Biotop überliefert wird, kann sehr oft eine rekonstruierte Faunengemeinschaft nicht nach der ausschließlich dieses Biotop bezeichnenden Art („index-form") benannt werden; es werden dafür die vorherrschenden Formen angegeben, die aber auch in anderen Assoziationen, wenn auch untergeordnet, auftreten können.

Der Begriff Faunengemeinschaft oder Assoziation, wie er hier verwendet wird, stützt sich auf die in der Rezentforschung benutzte Definition, die auf PETERSON aufbauend ausführlich bei THORSON (1957) behandelt und abgegrenzt wurde. Ich schließe mich der erweiterten Fassung an wie sie VALENTINE (1961, S. 318) gibt: „... an assemblage of forms representing a fairly restricted range of habit conditions."

Die Definition der Faunen-Assoziationen in bezug auf die ökologischen Faktoren erfolgt in Anlehnung an die von RICKETTS & CALVIN (1962) verwendete Gliederung für die kalifornischen Küsten, die in ihrer Morphologie der chilenischen Küste ähnlich ist. Die erweiterte Fassung wie sie VALENTINE (1961, S. 329) für paläontologische Untersuchungen verwendet, wurde hier übernommen, ebenso wie die Nomenklatur der Tiefenbereiche (l. c. Fig. 2).

Aus der Vielzahl der die Bildung des Litoral und höheren Sublitoral kontrollierenden, ökologischen Beeinflussungen werden zwei sehr bestimmende Faktoren, die im engen wechselseitigen Zusammenhang stehen, herausgegriffen:

1. Brandungseinfluß, d. h. in welchem Maße der Biotop der Hauptwellenbewegung ausgesetzt ist („wave exposure").
2. Bodenbeschaffenheit.

Diese beiden Faktoren bestimmen entscheidend die Faunenzusammensetzung entlang einer relativ ungegliederten Küste, an der Temperatur und Salinität fast konstant sind. Die Wellenbewegung beeinflußt direkt die Bodenbeschaffenheit und ist der übergeordnete Faktor für die Sauerstoffversorgung und die Nahrungszufuhr.

Zwischen den in Abb. 38 ausgeschiedenen 6 Biotopen und ihren jeweiligen typischen Faunenassoziationen bestehen kontinuierliche Übergänge, wie sie durch Pfeile angedeutet sind. Es handelt sich hier sowohl um bereits primäre, d. h. in den lebenden Faunengemeinschaften bestehende Übergänge als auch um die Richtungen starker postmortaler Vermischungen.

Eine Unterteilung der Faunengemeinschaften in eine In- und Epifauna, wie sie bei Rezentstudien weitgehend angewendet wird, (vgl. THORSON, 1957) konnte nicht durchgeführt werden, da für die Mehrzahl der rezenten Mollusken der chilenischen Küste keine genauen Studien über die Lebensweise vorliegen. Hinzu kommt, daß im Brandungsbereich durch die starke Turbulenz und Sedimentumwälzung kaum ehemalige Sedimentoberflächen fossil erhaltungsfähig bleiben.

Es ist bemerkenswert, daß zahlreiche Arten aus den stark der Brandung ausgesetzten Biotopen auch in ruhigeren Biotopen zusammen mit anderen Formen auftreten. An einem stark wasserbewegten Standort werden diese Formen jedoch biotop-beherrschend, da sie hier alleinig resistent sind.

Biotop 1

Standort: Ungeschützte, der Brandung voll ausgesetzte Felsenküste mit vorgelagerter, breiter Abrasionsterrasse mit zahlreichen Klippen und z. T. mit grobem Blockwerk bedeckt. Teile dieser Küste, besonders Brandungsmulden, sind mit Grobschill und Geröllen angefüllt, in denen die Faunengemeinschaften des Biotops 2 siedeln. In den zahlreichen „rock-pools" bzw. „tide-pools" auf der Abrasionsterrasse, unter Blöcken, in Nischen geschützt und hinter kleinen Inseln finden sich „Kleinbiotope" mit ruhigeren Strömungsverhältnissen, die zahlreiche Vertreter des Biotops 4 beinhalten. Diese Zone umfaßt das eigentliche Litoral und das Adlitoral bis zu 10 m Tiefe. Bis zu dieser Tiefe ist an der felsigen, stark gegliederten Küste die starke Wasserbewegung spürbar, sie gewährleistet die gute Sauerstoffversorgung und Nahrungszufuhr. Ohne scharfe Grenze geht diese Faunengemeinschaft in die, an ruhigeres und tieferes Wasser angepaßten Assoziationen über. An der kalifornischen Küste wurden die Faunen solcher Biotope u. a. von EMERSON (1956), VALENTINE & LIPPS (1963), DUSHANE & SPOHN (1968) näher beschrieben.

Pliozän: *Balanus — Ostrea — Patella —* Assoziation

Balanus div. sp.
Ostrea maxima
Ostrea transitoria
Isognomon gaudichaudi
Anomia atacamensis
Concholepas nodosa
Patella fuenzalidai

Pleistozän: *Balanus — Concholepas — Fissurella — Littorina — Tegula —* Assoziation

Balanus div. sp.
Concholepas concholepas
Fissurella div. sp.
Nacella clypeater
Tegula atra
Tegula luctuosa
Littorina peruviana
Nucella crassilabrum div. ssp.
Calyptraea trochiformis
Scurria scurria
Crucibulum spinosum
Choromytilus chorus
Brachidontes purpurata
Aulacomya ater

Biotop 2

Standort: Aus dem Biotop 1, dem Ort der Schalenzerstörung, werden große Schillmassen sowohl lateral als auch besonders seewärts vor die Abrasionsterrassen geschüttet (über die Reichweite seewärts geschütteten Schillmaterials vgl. HOLLMANN, 1966, S. 508 f.). Sehr starke Umwälzung des lockeren, groben Sediments und eine hohe Sedimentationsrate erlauben es nur wenigen Mollusken, sich hier anzusiedeln; dagegen ist die Foraminiferen- und Ostrakodenfauna in den meist sehr sperrigen und mit großen Zwischenräumen durchsetzten Grobschillen sehr arten- und individuenreich.

Nur vereinzelt gelang es *Ostrea* an ruhigeren Standorten die z. T. mit Geröllen gemischten Schille durch Koloniebildung zu verfestigen.

Die Tiefe dieser Zone kann vom eigentlichen Litoral bis zu 20 m angegeben werden. In dieser Tiefe, bereits außerhalb des eigentlichen Brandungswellenschlags sind die Schillmassen durch Umwälzung und Neuschüttungen noch in Bewegung. Der Grobschill enthält zahlreiche, noch nahezu unversehrte Schalen aus den Aufarbeitungszonen Biotop 1; besonders die sehr bewegungsaktiven Gastropoden der *Chorus-Nucella*-Gruppe werden aus dem Biotop 1, wo sie unter Felsen und in Brandungsmulden leben, in die Grobschillagen rasch eingeschwemmt und vermögen hier ebenfalls noch zu leben.

Pliozän: *Chlamys* — *Encope* — *Acanthinucella mirabilis* — Assoziation

Balanus div. sp.
Chlamys calderensis
Chlamys simpsoni
Chlamys coquimbensis
Ostrea ferrarisi
Nucella (Acanthinucella) mirabilis
Nucella (Acanthinucella) philippii
Fusinus remondi
Encope chilensis

Pleistozän: *Chlamys* — *Turritella* — *Argobuccinum* — *Nucella* — Assoziation

Balanus div. sp.
Chlamys purpurata
Argobuccinum rude
Argobuccinum scabrum
Turritella cingulata
Sinum concavum
Nucella crassilabrum div. ssp.
Tegula div. sp.
Oliva peruviana

Turritella cingulata LAM. zeigt gegenüber den anderen Vertretern der Gattung *Turritella* hier einen abweichenden ökologischen Verbreitungsbereich. *Turritella*-Gemeinschaften sind weltweit zusammen mit *Nucula, Aphorrais, Dentalium* meist für das höhere Sublitoral (10—40 m) mit feinsandigem-schlammigem Untergrund bezeichnend (vgl. JONES, 1950, S. 303; THORSSON, 1957, S. 514). Die sehr robuste *T. cingulata* (sehr kräftige Schale, nahezu geschlossene, daher gegen starke Wasserbewegung geschützte Nähte) hat sich seit dem Pleistozän mit Massenvorkommen einen Platz in den Faunengemeinschaften des Grobschill, gemischt mit Grobsand und Geröllen im Adlitoral und höheren Sublitoral erobert. Ihr Lebensraum reicht bis zur mäßig vor der Brandung geschützten Felsenküste (Biotop 4) und bis in kleinere, geschützte Buchten.

Biotop 3

Standort: Der brandungsausgesetzte Sandstrand ist für einige Tiergruppen, darunter auch für viele Mollusken ein lebensfeindlicher Biotop und daher nur sehr artenarm besiedelt (SEILACHER, 1953, S. 264; HEDGPETH, 1957; VALENTINE, 1961, S. 330). Die Artenzahl der Mollusken nimmt mit der Wassertiefe rasch zu; das Adlitoral beherbergt bereits zahlreiche Gastropoden- und Pelecypodenarten, das höhere Sublitoral mit sandigerem Untergrund ist sehr reich besiedelt (VALENTINE, 1961, S. 336, Tab. 11). Durch starke landwärtsgerichtete Verlagerungen werden viele Vertreter der tieferen Biotope zum Sandstrand bewegt, wo sie z. T. sich noch einige Zeit lebend halten können, und relativ unversehrt eingebettet werden.

In diesem Bereich treten also fast ausschließlich Mischfossilgemeinschaften auf mit reichlich Vertretern aus tieferen Biotopen (z. B. 5) ebenso wie die laterale Verfrachtung von Schalen reichlich Elemente aus den Biotopen der Felsenküste (1 u. 4) an die Strände schwemmt.

Pliozän: *Natica* — *Arca* — *Dosinia* — Assoziation

Natica obtectiformis
Arca chilensis
Glycymeris ovata
Dosinia ponderosa
Chlamys hupeanus
Chlamys vidali
Turritella cingulatiformis
Nucella crassilabrum div. ssp.
Protothaca antiqua antiqua
Mitra cf. *mexicana*
Crepidula dilatata

Höheres Pliozän: In den Aufschlüssen bei La Cueva (S. 163) liegt die Mischfossilgemeinschaft eines Strandsandes vor, in der nach einer Analyse einige sicher autochthone Elemente des Adlitoral und höheren Sublitoral als eigene Faunengemeinschaft ausgeschieden werden konnten:

Amiantis domeykoana — *Arca chilensis* — *Nassarius* — *Chorus* — Assoziation

Amiantis domeykoana
Arca chilensis
Eurhomalea fuenzalidai

Ardeamya sp.
Tagelus dombeii
Nassarius gayi
Natica obtectiformis
Chorus doliaris

Pleistozän: *Eurhomalea* — *Semele* — *Mesodesma* — *Xanthochorus* — Assoziation

Eurhomalea lenticularis
Eurhomalea rufa
Semele elliptica
Semele corrugata
Laevicardium procerum grande
Nucella crassilabrum crassilabrum
Chorus giganteus
Xanthochorus cassidiformis
Mesodesma donacium

Biotop 4

Standort: Durch das buchtenartige Eingreifen des Pliozän- und Pleistozänmeeres wurden mit fortschreitender Transgression auch innerhalb der Buchten Felsenküsten erfaßt, die dank der geschützten Lage vor der vorwiegend aus SW auf die Küste auftreffende Hauptbrandung geschützt waren und eine reiche Fauna mit hoher Besiedlungsdichte aufwiesen. Diese Faunengemeinschaften sind eng mit dem Biotop 1 der ungeschützten Küste verzahnt, dort z. T. bereits sehr lokal auf der Lee-Seite von Inseln ausgebildet (vgl. Verzahnungen im rezenten Bereich der kalifornischen Küste bei Ricketts & Calvin, 1962). Ähnlich, nur in geringerem Maße, wie an der ungeschützten Küste (Biotop 1) werden die anfallenden Schillmassen lateral (besonders nach Biotop 5) und seewärts geschüttet. Ein Großteil der Schillmassen wird direkt in der Litoralzone innerhalb dieses Biotops abgelagert.

Pliozän: *Anomia* — *Magellania* — *Ostrea* — Assoziation

Balanus div. sp.
Anomia alternans
Ostrea ferrarisi
Ostrea longiuscula
Glycymeris ovata
Chama pellucida
Crepidula dilatata
Nucella crassilabrum div. ssp.
Magellania div. sp.
Serpuliden

Pleistozän: *Mytilus* — *Chlamys* — *Turritella* — Assoziation

Choromytilus chorus
Chlamys purpurata
Chama pellucida
Protothaca thaca
Turritella cingulata
Crepidula dilatata
Crucibulum spinosum
Prisogaster niger
Tritonalia crassilabrum
Ocenebra cf. *boivinii*
Calyptraea radians

Biotop 5

Standort: In den größten Buchten (Tongoy, Herradura, Coquimbo-La Serena, Bahia Inglesa) herrschten unterhalb der Hauptbrandungszone (4—30 m Tiefe) mittel- bis feinsandige Flächen vor, mit guter Durchlüftung, mäßiger Umwälzung der Sedimente und mäßiger Sedimentationsrate. Bei der hier weitverbreiteten Faunenassoziation handelt es sich um Aequivalente der weltweit auftretenden „*Venus*-Assoziationen" des vollmarinen Bereiches (vgl. Thorson, 1957, S. 508). In den flacheren Teilen dieses Biotops kann *Mulinia* div. sp., *Ensis macha* und *Tagelus dombeii* durch Massenvorkommen die Assoziation individuenmäßig beherrschen, wobei die Zusammensetzung jahresmäßig stark schwanken kann. Ein Teil der hier lebenden Mollusken wird landwärts transportiert und im litoralen Bereich abgelagert.

Pliozän: *Chionopsis* — *Eurhomalea* — *Chorus* — Assoziation

Chionopsis petitiana
Eurhomalea hanetiana
Eurhomalea coquimbana
Mulinia div. sp.
Ensis macha
Tagelus dombeii
Laevicardium procerum domeykoanum
Chorus blainvillei blainvillei
Chorus doliaris

Pleistozän: *Mulinia* — *Transennella* — *Diplodonta* — *Cryptomya* — *Anatina* — Assoziation

Mulinia div. sp.
Transennella pannosa
Diplodonta inconspicua
Cryptomya californica
Anatina undulata
Tagelus dombeii
Ensis macha
Chorus giganteus
Protothaca thaca
Protothaca antiqua antiqua
Protothaca antiqua tongoyensis

Biotop 6

Standort: Dieser Biotop ist ebenfalls an die großen Buchten mit ruhiger Sedimentation gebunden. Er ist sehr eng mit Biotop 5 verzahnt und nicht so sehr durch größere Tiefe als vielmehr durch schwache Strömungen und fehlende oder sehr geringe Sedimentumwälzung gekennzeichnet; kann sich also in sehr strömungsarmen Gebieten bis zum Adlitoral hinauf erstrecken (Bahia Herradura).

Pliozän: *Panope* — *Dentalium* — *Fusinus* — Assoziation

Panope oblonga
Panope coquimbensis
Fusinus steinmanni
Fusinus petitianus
Dentalium oerstedti
Bulla ambigua

Aus der Zeit der pleistozänen Meereshochstände ist dieser Biotop kaum erhalten geblieben, da er der Erosion während der jeweiligen Regression zum Opfer fiel.

5. Faunenentwicklung

5.1 Vorbemerkung

Diese rekonstruierten Faunengemeinschaften, als Biota ökologisch definiert, und gebunden an eine sich ebenfalls im Sedimentationsbild dokumentierende Lithofazies stellen nur einen räumlich begrenzten Ausschnitt aus der Gesamtheit der Fauna des Litorals und des höheren Sublitorals dar.

Wie aus der Sedimentationsgeschichte (vgl. S. 72) hervorgeht, drang das Meer seit dem Miozän nur noch begrenzt, meist gebunden an Buchten, in das Land ein, so daß sich diese Biota mit ihren Faunen sowohl an der Typlokalität der Formation Navidad, als auch im in allen Pliozänvorkommen ausscheiden lassen und in den pleistozänen Ablagerungen anzutreffen sind. Während des Pliozän wanderten diese Biotope mit steigender und in das Land eindringender Transgression mit; sie lassen sich also zeitlich, entsprechend den verschiedenen Höhenlagen durch die ganze Serie verfolgen.

Durch die gute Zugänglichkeit konnte an der rezenten Küste zum Vergleich die heutige Faunenzusammensetzung untersucht werden.

Diese faziell begrenzten Faunengemeinschaften sind Bausteine einer b i o g e o g r a p h i s c h e n Einheit und können somit als Teile einer b i o s t r a t i g r a p h i s c h e n Einheit miteinander verglichen werden, wie es VALENTINE (1963) für das kalifornische Pleistozän zeigte. So wird der in der älteren Lituratur häufige Fehler vermieden, Gesamtfaunenlisten (Vertreter aus verschiedenen Biotopen) zu vergleichen, um so aus dem oft nur ökologisch bedingten Fehlen oder Auftreten von Formen auf Faunenwanderung bzw. auf stratigraphisches Ausbleiben oder Einsetzen von Arten zu schließen.

5.2 Fauna der Basisschichten der Formation Navidad

In der folgenden Liste sind die häufigsten und somit den jeweiligen Biotop kennzeichnenden Arten aufgeführt, um den Unterschied zu den jüngeren und mehr im Detail bearbeiteten Faunen klar aufzuzeigen. Da keine Revision dieser Faune durchgeführt wurde, sind die Gattungsnamen von PHILIPPI (1887) übernommen:

1. Ungeschützte, felsige Brandungsküste mit grobem, geröllführendem Untergrund:

   Gastridium cepa SOW.
   Oliva tumorifera HUPE
   Cassis monilifera SOW.
   Cassis tuberculifera HUPE
   Cancellaria medinae PHIL.
   Natica solida SOW.
   Natica obtecta PHIL.
   Fusus turbinelloides (SOW.)
   Tritonium verruculosum (SOW.)
   Dentalium giganteum SOW.
   Glycymeris colchaguensis (HUPE)

2. Mäßig geschützte bis offene Küste mit sandigem Untergrund:

   Voluta domeykoana PHIL.
   Voluta triplicata SOW.
   Oliva dimidiata SOW.
   Fusus turbinelloides HUPE
   Fusus domeykoanus PHIL.
   Fusus pyruliformis SOW.
   Turritella affinis HUPE
   Ficula distans (SOW.)
   Dentalium sulcosum SOW.
   Panope vetula PHIL.
   „Venus" navidensis PHIL.
   Chione meridionalis (SOW.)
   Chione volkmanni (PHIL.)
   Amathusia angulata PHIL.
   Pinna tumida PHIL.

Diese Fauna unterscheidet sich vollkommen von den entsprechenden rezenten Faunen.

Während noch PHILIPPI (1887), STEINMANN & MÖRICKE (1896) von einer atlantischen Fauna mit mediterranem Einfluß sprachen, so kann man heute, nach einem Vergleich mit den in der Zwischenzeit erfolgten Faunenuntersuchungen von Magellanes (FUENZALIDA, 1942), dem argentinischen Patagonien (IHERING, 1907) und mit den gleich alten Faunen des südlichen Mittelchiles (TAVERA, 1942), die mittelchilenische Miozänfauna als eine eigene, selbständige Faunenprovinz ausscheiden.

Betrachtet man den Gesamtcharakter der Fauna und seine generische Zusammensetzung, so ist jedoch die Beeinflussung durch einen engen Faunenaustausch

mit heute entfernten Gebieten, jetzt durch faunengeographische Temperaturgrenzen erster Ordnung getrennt, so besonders zur atlantischen Küste Patagoniens und auch nach Neuseeland offensichtlich.

Diese mittelchilenische miozäne Faunenprovinz ist gekennzeichnet durch einen Gattungsreichtum sowohl bei den Gastropoden wie bei den Pelecypoden. Besonders bei den Gastropoden weisen die Gattungen *Voluta, Cassis, Ficula* sowie einige idente oder sehr nahe verwandte Arten bei den Veneriden, bei *Lucina* und *Cardium* auf einen unmittelbaren Faunenaustausch mit den gleichalten Serien des höheren „panpatagonien" von Ihering (1907), bzw. „Patagoniense" bei Feruglio (Bd. II, 1949, S. 243, 250) hin.

Ihering (1907) verneinte noch die Möglichkeit einer altersmäßigen Differenzierung des chilenischen Tertiärs und verwandte für seine Faunenvergleiche die komplette Fossilliste des chilenischen Tertiärs. Durch die Einbeziehung der völlig anders gearteten Pliozänfauna erschienen ihm die Beziehungen zur südlichen atlantischen Fauna nur abgeschwächt, dagegen versuchte Ihering (1907, 1911) Faunenbeziehungen aus dem Norden zu rekonstruieren und baute die Faunenwanderungen ein in seine Vorstellungen eines südatlantischen Brückenkontinents (Archhelenis), an dessen Nordküste sich der Austausch vollzogen haben sollte. Gerade die modernen Untersuchungen der Miozänfaunen von NW-Peru (Bosworth, 1922) und NW-Equador (Olsson, 1964) zeigen jedoch, daß die Beziehungen der mittelchilenischen Miozänfaunen nach Norden fehlten. Die Miozänfauna ist sowohl vom Südatlantik als vom Südpazifik beeinflußt, dabei zeigt sie keinerlei Hinweise für eine Kaltwasser-Faunenzusammensetzung.

Über die Art der Verbindung von Pazifik und Atlantik auf einer niedrigen südlichen Breite (ca. 45° S.) über die heutige Kordillere hinweg (angedeutet bei Tavera, 1949, S. 610; Feruglio, 1949, Bd. II Fig. 153) lassen sich keine klaren Aussagen machen. Zur Beantwortung der Frage, ob es eine weite Flachwasserverbindung oder schmale Kanäle waren, ob sie zeitlich länger, vom Paläogen bis in das Miozän andauerten oder nur kurzfristig, mit mehreren Unterbrechungen bestanden, fehlen die Untersuchungen an den Faunen der Reliktvorkommen am Ostrand der Kordillere in der chilenischen Provinz Aysen und in Argentinien zwischen Lago Nahuel Huapi im Norden und dem Lago Buenos Aires und dem Lago Musters (Provinzen Rio Negro und Chubut) im Süden.

Der Einfluß von mittel- und nordpazifischen Elementen entlang der pazifischen Westküste bis Chile setzt schlagartig erst mit dem Pliozän ein.

5.3 Fauna des Pliozän

Das Pliozän zeigt im untersuchten Gebiet gegenüber dem Miozän in den entsprechenden Biotopen ein völlig verändertes Faunenbild. Diese grundlegende Umbildung der Fauna wird während des tieferen Pliozän angenommen. Aus dieser Zeit der Regression und des Meerestiefstandes, in der sich in Zentralchile eine tiefgreifende Erosionsphase bemerkbar machte (vgl. S. 72) sind keine marinen Sedimente im Untersuchungsgebiet erhalten geblieben. Es ist aber anzunehmen, daß im südlichen Mittelchile, wo diese Phase der Sedimentationsunterbrechung an Intensität abnimmt, auch während des tieferen Pliozän marine Sedimentation herrschte und Faunen gefunden werden, die diesen Umwandlungsprozeß im einzelnen dokumentieren.

In der folgenden Faunenliste werden die häufigsten und das Faunenbild charakterisierende Arten aus den in Kapitel 4.1.3 (S. 83) ausgeschiedenen Biotopen zusammengefaßt aufgeführt:

Scaphopoda
- *Dentalium oerstedti* Mörch.

Gastropoda
- *Patella fuenzalidai* n. sp.
- *Patella* div. sp.
- *Fissurella* div. sp.
- *Tegula atra* (Less.)
- *Tegula luctuosa* (D'Orb.)
- *Turritella cingulatiformis* Mör.
- *Crepidula dilatata* Sow.
- *Crepidula* sp.
- *Natica obtectiformis* Mör.
- *Concholepas nodosa* Mör.
- *Chorus blainvillei blainvillei* (D'Orb.)
- *Chorus blainvillei nodosus* (Mör.)
- *Chorus doliaris* (Phil.)
- *Chorus giganteus* (Less.)
- *Chorus grandis* (Phil.)
- *Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum* (Lam.)
- *Nucella (Acanthina) crassilabrum calcar* (Mart.)
- *Nucella (Acanthina) crassilabrum costata* (Sow.)
- *Nucella (Acanthina) crassilabrum acuminata* (Sow.)
- *Nucella (Acanthinucella) mirabilis* (Mör.)
- *Nucella (Acanthinucella) philippii* (Mör.)
- *Nassarius gayi* (Kien.)
- *Fusinus remondi* (Phil.)
- *Fusinus steinmanni* (Mör.)
- *Fusinus petitianus* (D'Orb.)
- *Oliva peruviana peruviana* (Lam.)
- *Oliva peruviana coniformis* (Mör.)
- *Bulla ambigua* D'Orb.
- *Mitra* cf. *mexicana* Dall

Pelecypoda
- *Anadara chilensis* (Phil.)
- *Arcopsis* cf. *solida* (Sow.)
- *Glycymeris ovata* (Brod.)
- *Choromytilus chorus* (Mol.)
- *Isognomon gaudichaudi* (D'Orb.)
- *Chlamys calderensis* (Mör.)
- *Chlamys simpsoni* (Phil.)
- *Chlamys hupeanus* (Phil.)
- *Chlamys coquimbensis* (Mör.)

Chlamys vidali (PHIL.)
Ostrea (Crassostrea) maxima HUPE
Ostrea (Ostrea) transitoria HUPE
Ostrea (Ostrea) longiuscula HUPE
Ostrea (Ostrea) ferrarisi D'ORB.
Anomia atacamensis n. sp.
Anomia alternans SOW.
Chama pellucida SOW.
Laevicardium procerum domeykoanum (PHIL.)
Amiantis domeykoana (PHIL.)
Macrocallista boliviana (PHIL.)
Dosinia ponderosa (GRAY)
Chionopsis petitiana (D'ORB.)
Protothaca antiqua antiqua (KING)
Eurhomalea hanetiana (D'ORB.)
Eurhomalea coquimbana (PHIL.)
Eurhomalea fuenzalidai (PHIL.)
Mulinia div. sp.
Mesodesma donacium (LAM.)
Ardeamya n. sp.
Ensis macha (MOL.)
Tagelus dombeii (LAM.)
Panope oblonga PHIL.
Panope coquimbensis D'ORB.

Cirripedia
Balanus psittacus (MOL.)
Balanus laevis laevis (BRUG.)
Balanus laevis coquimbensis SOW.
Balanus tinntinabulum (LIN.)
Balanus coronula SOW.
Verruca laevigata (SOW.)

Scleractinia
Oculina remondi PHIL.

Brachiopoda
Magellania macrostoma (PHIL.)

Echinoidea
Encope chilensis PHIL.

Die Zweigliederung der Pliozänserie, die sedimentologisch durch eine Sedimentationsunterbrechung mit von N nach S abnehmender Intensität nachweisbar ist, drückt sich im Gesamtcharakter der Fauna nicht aus. Wenn auch der Großteil der Arten unverändert bleibt, so konnten einige Arten bisher nur im tieferen Teil der Serie aufgefunden werden:

Gastropoda
Patella fuenzalidai n. sp.

Pelecypoda
Isognomon gaudichaudi (D'ORB.)
Chlamys calderensis (MÖR.)
Chlamys simpsoni (PHIL.)
Ostrea (Crassostrea) maxima HUPE
Ostrea (Ostrea) transitoria HUPE
Anomia atacamensis n. sp.
Panope oblonga PHIL.
Panope coquimbensis D'ORB.

Echinoidea
Encope chilensis PHIL.

In der höheren Serie des Pliozän treten einerseits Arten auf, die hier lokal sehr individuenreich werden und so besonders die höchsten Teile der Pliozän-Serie charakterisieren, andererseits erscheinen erstmals Arten neu (in der Liste mit + bezeichnet), zunächst noch untergeordnet im Faunenbild, die aber nach dem entscheidenden Faunenumbau an der Pliozän-Pleistozänwende im Pleistozän und bis heute an Bedeutung gewinnen und im Faunenbild beherrschend werden:

Gastropoda
+ *Tegula atra* (LESS.)
+ *Tegula luctuosa* (D'ORB.)
Chorus doliaris (PHIL.)
+ *Chorus giganteus* (LESS.)
Nucella (Acanthina) crassilabrum costata (SOW.)
Nucella (Acanthina) crassilabrum acuminata (SOW.)
+ *Nassarius gayi* (KIEN.)
Mitra cf. *mexicana* DALL
Turritella cingulatiformis MÖR.

Pelecypoda
Anadara chilensis (PHIL.)
+ *Glycymeris ovata* (BROD.)
Chlamys hupeanus (PHIL.)
Chlamys vidali (PHIL.)
Amiantis domeykoana (PHIL.)
Macrocallista boliviana (PHIL.)
Eurhomalea fuenzalidai (PHIL.)
+ *Mesodesma donacium* (LAM.)

Im Vergleich der Faunen des Pliozän (tiefere und höhere Serie zusammengefaßt) mit denen des Miozän zeigt sich der grundlegende Umbau der Fauna wie folgt:

1. Verarmung der Fauna an Gattungen
   Besonders einige Gattungen der Gastropoden, die im Miozän noch eine Faunenverbindung zum atlantischen Bereich aufzeigen, wie *Cassis, Voluta, Ficula, Gastridium, Cancellaria, Scalaria* sind aus dem pliozänen Faunenbild verschwunden.
   Besonders auffällig ist der Faunenwechsel ebenfalls bei den Pelecypoden, wo die Gattung *Amathusia* und *Pinna* — letztere tritt im Paläogen und bis zum Miozän in Chile z. T. biotop-beherrschend auf — ebenso wie die Vertreter der Lucinidae und Tellininae nahezu ganz zurücktreten.
   Solitäre Scleractinia, besonders *Flabellum* und Vertreter der Turbinolinae und Caryophyllinae, die im Sublitoral des Miozän noch reich zu finden sind, sterben aus. Im Pliozän besiedelt nur noch die ahermatypische *Oculina remondi* PHILIPPI diesen Biotop.
2. Innerhalb der Gattungen, die den Faunenschnitt vom Miozän zum Pliozän überdauern, lösen im gleichen Biotop meist neue Arten die miozänen Arten ab. Dabei zeigen einige Gattungen eine starke Artentfaltung und große Variabilität. Es handelt sich hierbei um eine eigenständige, lokal auf die sich neubildende Faunenprovinz beschränkte Ausbildung von endemischen Arten, die durch geographische Isolation bedingt ist. Es ist der Beginn einer Isolierung von benachbarten Faunenprovinzen, besonders durch eine Abtrennung von der südlichen Verbindung zum Atlantik. Dieser Erscheinung der Vermehrung von endemischen Arten, allgemein „multiplication of species in space" ge-

nannt und in Anlehnung an ROMANES bei MAYR (1965, S. 426) ausführlich behandelt, wird hier verstärkt durch die Ausbildung von günstigeren Lebensbedingungen. Hierbei spielt neben einer allgemeinen Verbesserung einiger abiotischer Faktoren (vgl. S. 97) besonders das Freiwerden von Lebensraum durch das Aussterben von miozänen Arten und Gattungen eine entscheidende Rolle.
Als Beispiele seien hierzu angeführt: Plötzliches Auftreten von zahlreichen *Chlamys*-Arten;
Aufspaltung der Veneridae in mehrere Gruppen mit endemischen Arten *(Eurhomalea, Chionopsis, Protothaca, Amiantis, Macrocallista;*
Reiche Entfaltung bei *Chorus* und *Nucella* s. l. mit einigen rein endemischen Arten und Unterarten.

3. Innerhalb der untersuchten Biotope weisen einige Gruppen eine starke Erhöhung der Individuenzahlen auf. So erreichen besonders einige der im Pliozän neu auftretenden Arten große Besiedelungsdichten und werden biotop-beherrschend, z. B. *Chionopsis petitiana* (D'ORB.), (Coquimbo) und *Eurhomalea hanetiana* (D'ORB.) (Coquimbo, Tongoy).
Sehr bemerkenswert ist die starke Entwicklung der Balaniden. Große Artentfaltung und hohe Individuenzahlen lassen die Balaniden zu einem beherrschenden Element im Brandungsbereich werden. Durch die hohe Produktivität werden sie mit ihren Schillmassen zu einem Sedimentbildner. In diesem Grobschill kann sich eine, weitgehend auf das Pliozän beschränkte eigene Faunengemeinschaft ausbilden (vgl. S. 85).

4. Bei der qualitativen Betrachtung der Pliozänfauna im Vergleich mit der Miozänfauna fällt die Umprägung zu einem pazifischen Faunencharakter auf. Ein Großteil der neu auftretenden Gattungen hat nahe verwandte Arten in den pliozänen bis rezenten Faunen der sich nördlich entlang der pazifischen Küste anschließenden Faunenprovinzen: *Anadara, Mytilus, Anomia, Chama, Laevicardium, Dosinia, Ensis, Mesodesma, Tagelus, Mulinia; Patella, Agrobuccinum, Tegula, Fusinus, Nassarius.*
Die pliozäne Fauna Mittel- und Nordchiles ist durch zahlreiche Gattungen und mehrere gemeinsame oder nahe verwandte Arten enger mit den gleichalten sich nördlich anschließenden Faunen des Pazifiks verbunden als die rezente Fauna des untersuchten Gebietes mit der rezenten Fauna der panamischen Faunenprovinz. Während des Pliozän muß der Faunenaustausch von und nach Norden ungehindert und freier bestanden haben als heute.

5. Bezeichnend für die Pliozänfauna ist die Ausbildung von Großformen in einzelnen Gruppen; eine Erscheinung, die auch heute noch die chilenische Fauna charakterisiert. Dieser Größenwuchs, meist gekoppelt mit Dickschaligkeit, tritt in verschiedenen Gruppen auf: Balaniden *(B. psittacus, B. tinntinabulum); Ostrea (O. maxima);* Mytiliden *(Choromytilus chorus); Patella (P. fuenzalidai).*
Größenwuchs bei endemischen Arten gilt als Hinweis für günstige Lebensbedingungen, bezogen auf folgende ökologische Faktoren: Nahrungsangebot, Mineralsalzzufuhr, Sauerstoffversorgung. Ein relativer Größenwuchs innerhalb einer Art mit großen Verbreitungsgebieten kann als Anzeiger für niedrige Wassertemperaturen angesehen werden.

Somit zeigt das Pliozän im Untersuchungsgebiet eine sehr eigenständige Fauna, die mit nur wenigen Arten durch starke Reduzierung aus der miozänen Fauna hervorgegangen ist und durch Einwanderung von neuen Elementen aus dem Norden zusammen mit einer starken Eigenentwicklung von endemischen Formen auf eine beginnende zoogeographische Isolierung hinweist.

Sehr gute Lebensbedingungen im Litoral und höheren Sublitoral-Bereich führten zu großem Individuenreichtum.

Wenn die pliozäne Fauna in ihrer Zusammensetzung noch nicht den extremen Charakter der rezenten Kaltwasserfauna zeigt, so ist gegenüber dem Miozän jedoch eine Umbildung zu einer gemäßigt-kühlen Fauna zu bemerken, in der sich aber noch einige wärmeliebenden Formen, die heute nur noch in der panamischen Provinz heimisch sind, gut entwickeln konnten.

5.4 Fauna des Pleistozän

Die pleistozäne Fauna des untersuchten Gebietes zeigt gegenüber der pliozänen Fauna wiederum grundlegende Unterschiede in der Zusammensetzung und Artenverteilung. Dieser neuerliche Umbau der Fauna erfolgte während der langen Periode eines Meerestiefstandes, der, mit der Regression am Ende der marinen Pliozänsedimentation, eingeleitet wurde und den ältesten Teil des Pleistozän, den Zeitabschnitt der raschen Klimaverschlechterung und ersten großen Vereisungsperiode umfaßt. Uns sind erst wieder die Sedimente und die Faunen des ersten Meereshochstandes, wohl entsprechend dem ersten großen Interglazial, bzw. die Sedimente und die Fauna der darauffolgenden neuerlichen Regressionsphase als Relikte auf den Abrasionsterrassen erhalten geblieben. Diese altpleistozäne Fauna ist mit der rezenten Fauna der betreffenden Biotope nahezu identisch. Die Konstanz der Faunenzusammensetzung der einzelnen ausgeschiede-

nen pleistozänen Ingressionsphasen ist auffallend. Im folgenden wird eine Liste der in den untersuchten Biotopen häufigsten und charakteristischen Arten, zusammengefaßt für das gesamte Pleistozän, gegeben:

Gastropoda

Fissurella microtrema Sow.
Fissurella costata Less.
Fissurella crassa Lam.
Fissurella lata Sow.
Fissurella concinna Phil.
Fissurella (Diodora) cf. *inaequalis* Sow.
Nacella (Patinigera) clypeater (Less.)
Scurria scurria (Less.)
Tegula atra (Less.)
Tegula luctuosa (D'Orb.)
Tegula tridentata (Pot. & Mich.)
Prisogaster niger (Wood)
Littorina araucana D'Orb.
Littorina peruviana Lam.
Turritella cingulata Sow.
Micranellum sp.
Calyptraea trochiformis (Gmelin)
Calyptraea radians (Lam.)
Crucibulum spinosum (Sow.)
Crepidula dilatata Sow.
Crepidula acuelata Gmelin
Crepidula onyx Sow.
Natica uber Val.
Sinum concavum Lam.
Argobuccinum scabrum (King)
Argobuccinum rude (Brod.)
Ocenebra buxea (Brod.)
Ocenebra cf. *bovinii* (Kien.)
Tritonalia crassilabrum Gray
Xanthochorus cassidiformis (Blainv.)
Concholepas concholepas (Brug.)
Chorus giganteus (Less.)
Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum (Lam.)
Nucella (Acanthina) crassilabrum costata (Sow.)
Nucella (Acanthina) crassilabrum acuminata (Sow.)
Thais biserialis (Blainv.)
Strombina cf. *turrita* (Sow.)
Nassarius gayi (Kien.)
Trigonostoma tuberculosum (Sow.)
Oliva peruviana peruviana (Lam.)
Oliva peruviana coniformis Mör.

Pelecypoda

Acar gradata (Brod. & Sow.)
Ostrea (Ostrea) ferrarisi D'Orb.
Chlamys (Aequipecten) purpurata (Lam.) Formengruppe A
Chlamys (Aequipecten) purpurata (Lam.) Formengruppe B
Choromytilus chorus (Mol.)
Aulacomya ater (Mol.)
Brachidontes purpuratus (Lam.)
Hormomya granulata (Hanl.)
Chama pellucida Sow.
Laevicardium procerum grandis (Phil.)
Cardita cf. *spurca* (Sow.)
Glycymeris ovata (Brod.)
Tivela planulata (Brod.)
Diplodonta inconspicua Phil.
Cryptomya californica (Conr.)
Transennella pannosa (Sow.)
Clausinella gayi (Hupe)
Protothaca thaca (Mol.)
Protothaca antiqua antiqua (King.)
Protothaca antiqua tongoyensis n. ssp.
Eurhomalea rufa (Lam.)
Eurhomalea lenticularis (Sow.)
Semele elliptica (Sow.)
Semele corrugata (Sow.)
Anatina (Raeta) undulata (Gould)
Mesodesma donacium (Lam.)
Mulinia div. sp.
Ensis macha (Mol.)
Tagelus dombeii (Lam.)
Pholas chiloensis Mol.
Petricolaria rugosa Sow.

Cirripedia

Balanus psittacus (Mol.)
Balanus laevis laevis (Brug.)
Balanus laevis coquimbensis Sow.
Balanus tinntinabulum (Lin.)

Die Veränderung der Fauna zwischen dem höheren Pliozän und dem Altpleistozän erfaßte alle untersuchten Biotope und wirkte sich in nahezu allen Gruppen der Gastropoden und Pelecypoden aus. Sie läßt sich wie folgt kurz charakterisieren:

1. Weitere Verarmung der Fauna an Gattungen. So stirbt die kosmopolitische Gattung *Panope*, die im Pliozän noch in dem entsprechenden Biotop als Hauptform (mit 10—50 % Anteil) zusammen mit anderen Gattungen die Faunengemeinschaft bestimmte, aus. Aus dem Faunenbild verschwinden ferner: *Magellania, Dentalium, Anomia, Isognomon, Anadara.* Scleractinia finden sich ab dem Pleistozän nicht mehr in den untersuchten Biotopen.
2. In den Gattungen, die im Pliozän eine starke Artentfaltung zeigten, tritt im Pleistozän, nach dem Aussterben der endemischen pliozänen Arten eine allgemeine Artenzahlverringerung ein. So werden die 5 *Chlamys*-Arten des Pliozän von nur einer Art derselben Gattung vertreten. Die Artenzahl bei *Chorus* verringert sich im Pleistozän ebenfalls. Bei *Nucella* s. l. tritt eine geographische Differenzierung ein, so daß im untersuchten Gebiet im Pleistozän nur noch 3 Arten gegenüber 6 im Pliozän auftreten.
3. In der Gruppe der biotopbeherrschenden Veneriden werden die meisten pliozänen Arten, die z. T. als Dominantformen (vorherrschende Elemente in einer Faunengemeinschaft) auftreten, durch neue Arten abgelöst; nur wenige Arten überschreiten unverändert die Plio/Pleistozän-Grenze.
4. Einige Arten, die im höheren Pliozän nur als Seltenheitsformen (gelegentliches Vorkommen mit weniger als 5 % Anteil an der Faunengemeinschaft) oder als Akzensorformen (beigemischtes Faunenelement mit 5—15 % Anteil) auftraten, zeigen nun im Pleistozän eine Massenentwicklung mit sehr hohen Individuenzahlen und werden biotopbeherrschend. Hierzu sind die für die altpleistozänen Ablagerungen so charakteristischen *Mesodesma donacium* und *Mulinia* div. sp. zu zählen.

5. Im Biotop der ungeschützten Felsenküste, in dem im Pliozän die sessilen Balaniden die Dominantformen waren, wird ihnen im Pleistozän dieser Lebensraum durch eine Vielfalt von Gastropoden streitig gemacht und sie werden in der Individuenzahl stark zurückgedrängt. Die auf Felsen festgehefteten Formen wie *Fissurella, Nacella, Scurria, Calyptraea, Concholepas* erreichen, z. T. mit zahlreichen Arten, große Individuenzahlen und werden lokal biotop-beherrschend.
6. Im Faunenumbau an der Plio/Pleistozänwende macht sich nochmals eine Zuwanderung von Faunenelementen aus der sich nördlich anschließenden panamischen Faunenprovinz bemerkbar; so Vertreter aus folgenden Gattungen: *Thais, Ocenebra, Strombina, Tritonalia, Nitidella, Acar, Anatina, Transennella, Cryptomya.*

Nachdem die pleistozäne Fauna bereits durch diesen großen Umbau an der Pliozän/Pleistozän-Grenze der rezenten Fauna sehr ähnlich geworden war, ist eine Unterscheidung der einzelnen Pleistozänstufen anhand der qualitativen Faunenzusammensetzung sehr erschwert.

Der in anderen Gebieten, so entlang der kalifornischen Küste (Valentine, S. 1300) und im Mittelmeergebiet (vgl. Zeuner, 1959, S. 283f.) zur stratigraphischen Gliederung des Pleistozän herangezogene Wechsel von Warmwasser- und Kaltwasserfaunen, die abwechselnd, jeweils in den Interglazial- bzw. Glazialzeiten vordrangen, entfällt entlang der chilenischen Küste. Aus den auf S. 97 näher erläuterten Gründen fand kein freier Austausch entlang der Küste nach Norden mit der sich anschließenden Warmwasserprovinz statt. Die vorhandenen Daten über die rezenten Verbreitungsgrenzen der marinen chilenischen Fauna reichen nicht aus, um Verschiebungen im Vorkommen von einzelnen Arten während des Pleistozän zu rekonstruieren. Die Zeit des Pleistozän ist zu kurz, um taxionomisch faßbare, phylogenetische Entwicklungen, wie Unterartspaltungen oder Artneubildungen zu beobachten.

Das Altpleistozän (Serena I + II) ist gekennzeichnet durch das Auftreten einer großwüchsigen Unterart der pliozänen *Laevicardium-procerum-*Gruppe: *Laevicardium procerum grandis* (Phil.), die im Mittelpleistozän bereits wieder verschwindet.

Änderungen der Ornamentation in der Gruppe *Chlamys purpurata* lassen eine ältere Formengruppe A (beschränkt auf das Altpleistozän) von einer jüngeren Formengruppe B (Vorkommen bis rezent) unterscheiden. Die Exemplare von *Turritella cingulata* des Altpleistozän zeigen noch in einzelnen Merkmalen starke Ähnlichkeit mit der pliozänen Art *T. cingulatiformis.*

Bei *Choromytilus* treten im Altpleistozän bezeichnende Großformen auf. Das plötzliche Massenvorkommen von *Mesodesma donacium* und *Mulinia* div. sp. und ihre Vormachtstellung in den entsprechenden Biotopen ist für das Altpleistozän kennzeichnend.

Im Mittelpleistozän (Herradura I + II) treten zum letzten Mal einige nördliche Faunenelemente südwärts bis zur Bucht von Tongoy und Coquimbo im Faunenbild auf:

Polinices uber (Val.)
Anatina (Raeta) undulata (Gould)

Sie ziehen sich im weiteren Verlauf des Pleistozän nach Norden zurück. Ebenso ist *Transennella pannosa* im Gebiet von Coquimbo noch eine Haupt- bis Dominatform. Sie tritt heute noch bis Valparaiso als Akzessorform auf, ihr Vorkommen als biotop-beherrschendes Element liegt jedoch ab dem Jungpleistozän bedeutend nördlicher. *Ostrea ferraristi* D'Orb. tritt zum letzten Mal im Pleistozän entlang des untersuchten Küstenabschnittes auf.

Spätestens während des Jungpleistozän (Cachagua + Vega) ist die Fauna mit der rezenten identisch.

5.5 Übersicht der Veränderungen in den wichtigsten Mollusken-Gattungen seit dem Miozän

(M. = Miozän; P. = Pliozän; Pl. = Pleistozän)

Dentalium:
- M.: Mehrere, z. T. großwüchsige, endemische Arten.
- P.: Seltenheitsform; wenige Arten; Beziehungen zu panamischen Formen.
- Pl.: Überschreitet die Grenze zum Pleistozän nicht.

Tegula, Prisogaster:
- M.: Nicht vorhanden.
- P.: Im Ob. Pliozän Ausbildung als eigenständiges Faunenelement; Einwanderung von Norden.
- Pl.: Große Verbreitung; endemische Arten; individuenreich; keine Veränderung gegenüber dem Ob. Pliozän; als Gattung wichtiges Element in den Faunengemeinschaften der Brandungs-Felsenküste von California bis Chile.

Turritella:

Seit dem Miozän beherrschend im Faunenbild; unverändertes Massenvorkommen im Miozän, Pliozän und Pleistozän; zeitliches Ablösen von verwandten Arten; langsame phyllogenetische Änderung ohne Funktionsverlust für die Art und ohne Abhängigkeit vom Faktor Klima an den einzelnen Faunengrenzen.

Calyptraea, Crucibulum:

M.: Fehlend.
P.: Sehr untergeordnet oder fehlend.
Pl.: Verdrängt Balaniden und *Crepidula* aus der biotop-beherrschenden Vormachtstellung; Artaufspaltung in zahlreiche endemische Formen seit dem Pliozän.

Crepidula:

M.: Sehr untergeordnet vorhanden.
P.: Sehr individuenreiche, aber artenarme Entfaltung.
Pl.: Gleichbleibende Arten zusammen mit Neueinwanderungen von Norden und Süden.

Concholepas:

M.: Nicht vorhanden.
P.: Eigenständige Art, untergeordnet im Faunenbild.
Pl.: Durch weitere Spezialisierung erreicht eine neue, endemische Art in den entsprechenden Biotopen eine wichtige Rolle.

Chorus:

M.: Nicht vorhanden.
P.: Biotop-beherrschendes Auftreten mit endemischer Art- und Unterartentwicklung.
Pl.: Nur eine Art überschreitet die Pliozän/Pleistozän-Grenze, im Verlauf des Pleistozän Einengung des Verbreitungsgebietes.

Nucella s. l.:

M.: Nicht vorhanden.
P.: Zahlreich, mit endemischen Arten; im oberen Pliozän reiche Entfaltung.
Pl.: Reich vertreten; z. T. als Hauptform in den entsprechenden Biotopen; geographische Aufgliederung der Verbreitungsgebiete.

Xanthochorus:

M.: Nicht vorhanden.
P.: Nicht vorhanden.
Pl.: Reiches Auftreten und Ablösung von *Chorus* div. sp. im gleichen Biotop.

Natica:

M.: Artenreich und biotop-beherrschend.
P.: Neue, endemische Arten; lokal im höheren Pliozän als Hauptform.
Pl.: Einwanderung von Arten aus der panamischen Provinz; im Verlauf des Pleistozän nach N zurückgedrängt.

Fusidae:

M.: Reiche Artentfaltung.
P.: Reiche Entfaltung von endemischen Arten.
Pl.: Aussterben der pliozänen Arten; rezent eine fehlende oder nur sehr untergeordnete Gruppe; Abwanderung in tieferes Wasser möglich.

Oliva:

M.: Biotop-beherrschend mit endemischen Arten.
P.: Zurücktreten im Faunenbild.
Pl.: Die gleichen Arten wie im Pliozän, zunehmend individuenreich.

Mitra:

M.: Fehlend.
P.: Im höheren Pliozän als seltenes Faunenelement aus der panamischen Provinz eingewandert.
Pl.: Wieder von der chilenischen Küste verdrängt.

Arcidae:

M.: Untergeordnet; Seltenheitsformen.
P.: Massenvorkommen einer endemischen Art.
Pl.: Pliozäne Art stirbt aus; Einwanderung von Arten aus der panamischen Provinz als Seltenheitsformen.

Glycymeris:

M.: Eigenständige Arten.
P.: }
Pl.: } *Gl. ovata* bleibt unverändert bis rezent.

Isognomon:

M.: Nicht vorhanden.
P.: Endemische, sehr großwüchsige Art; kurzlebig.
Pl.: Nicht vorhanden; rezent nur noch in kleineren Formen in der nördlicheren Warmwasser-Provinz (Panama-Equador).

Chlamys:

M.: 2 Arten; untergeordnetes Faunenelement.
P.: Große Eigenentwicklung mit 5 Arten, dabei große Variabilität in der *Chl. vidali-hupeanus-coquimbensis*-Gruppe; Entwicklungstendenz zur Ornament-Vereinfachung.
Pl.: Nur noch eine Art ist faunenkennzeichnend; die Tendenz zur Ornament-Vereinfachung setzt sich fort; Unterscheidungsmöglichkeiten von 2 Formenkreisen mit breiten Überlappungsbereich.

Ostrea:

M.: Wenige, kleinwüchsige, Akzessorformen.
P.: Entfaltung mit mehreren, großwüchsigen Arten; besonders *Crassostrea* mit Großformen biotopbeherrschend.
Pl.: Nur O. *ferrarisi* überschreitet Plio/Pleistozän-Grenze; Auftreten in speziellen Biotopen (Mündungsgebiete) bis zum Mittel-Pleistozän.

Anomia:

M.: Nicht aufgefunden.
P.: 2 Arten, die enge verwandtschaftliche Beziehungen zu Formen der panamischen Provinz aufweisen.
Pl.: Von der chilenischen Küste nach Norden zurückgedrängt.

Cardium:

M.: Noch Auftreten von Formen des tieferen Tertiärs.
P.: Aus den miozänen Formen leitet sich eine robuste Art ab; Akzessorform.
Pl.: Kurzlebige endemische Unterart, beschränkt auf das Altpleistozän.

Veneridae:

M.: Biotop-beherrschend mit verschiedenen, z. T. endemischen Arten als Hauptformen.
P.: Neue, endemische Arten, biotop-beherrschend mit Dominantformen; lokale Eigenentwicklungen im oberen Pliozän.
Pl.: Neue Arten, z. T. mit Beziehungen zur nördlichen Faunenprovinz; unverändert bis rezent.

Panope:

M.: Seit dem tieferen Tertiär vorhanden.
P.: Mit eigenständigen Arten in der tieferen Serie auftretend.
Pl.: Überschreitet als Gattung die Grenze Plio/Pleistozän nicht.

Ensis, Tagelus:
M.: Nicht vorhanden.
P.: Massenvorkommen seit dem Pliozän; Vorstoßen in den freiwerdenden Lebensraum von *Pinna;*
Pl.: gleichbleibend beherrschend bis rezent; keine morphologischen Veränderungen.

Mesodesma:
M.: Nicht vorhanden.
P.: Im oberen Pliozän als Seltenheitsform, kleinwüchsig.
Pl.: Massenvorkommen; biotop-beherrschendes Element als Hauptform; unverändert bis rezent.

Terebratellidae:
M.: Reiche Fauna.
P.: Spezielle Formen, gattungsgleich mit südlichen Formen der Magallanes-Provinz; im Biotop der Felsenküste z. T. als Hauptform.
Pl.: Überschreiten die Grenze zum Pleistozän nicht.

Encope:
M.: Nicht vorhanden.
P.: Endemische Arten im Biotop der Grobschill- und Grobsandfazies.
Pl.: Überschreitet die Grenze zum Pleistozän nicht.

Cirripedia:
M.: Völlig untergeordnet, kleinwüchsige Formen.
P.: Große Artentfaltung und Individuenreichtum; biotop-beherrschendes Faunenelement; sämtliche Arten wie rezent bereits vorhanden; zusätzlich in *B. coronula* ein nördliches Element (heute in der panamischen Provinz).
Pl.: Abnahme in der Häufigkeit; nicht mehr in großen Mengen als Schillbildner. Endemische Arten.

5.6 Zoogeographische Differenzierung und Entwicklung der heutigen Mollusken-Faunenprovinz

Die Küste des untersuchten Gebietes liegt heute im Bereich der peruanischen Faunenprovinz, die in Übereinstimmung der meisten Autoren (Ekman 1953; Knox 1960, S. 613; Olsson 1961, S. 24; Stuardo 1964, S. 81) sich von Punta Aguja (Südende der Sechura-Bucht, 5° 4′ S) bis zur Insel Chiloe (42° S.) erstreckt. Olsson (1961, S. 37) scheidet zwischen Cabo-Blanco und Punta Aguja eine sich über 2 Breitengrade erstreckende Übergangszone zur sich nördlich anschließenden panamisch-pazifischen Faunenprovinz aus, die „Paita Buffer Zone", die als Mischzone sowohl zahlreiche panamische Arten aufweist, die südlich Punta Aguja nicht mehr vorkommen als auch sehr viele peruanische Arten enthält, deren Verbreitungsgebiet nördlich Cabo Blanco endet.

Die Südgrenze der peruanischen Faunenprovinz ist wiederum durch eine Übergangszone gekennzeichnet, die Stuardo (1964, S. 82) von Valdivia bis zum Nordende der Insel Chiloe angibt. Hier finden sich bereits zahlreiche Vertreter der sich südlich anschließenden magallanischen Faunenprovinz, allerdings meist gebunden an die speziellen Biotope der Gezeitenzone in den tiefen Flußmündungen.

Eine grundlegende Änderung in der Küstenform von der geschlossenen, der Brandung ausgesetzten, vorwiegend felsigen oder sandigen Küste Mittelchiles zur in Buchten, Fjorden, Inseln und Halbinseln aufgegliederten Küste mit weiten schlammigen Wattenflächen in Südchile bedingt auf 42° S (Nordende der Insel Chiloe) einen ökologisch bedingten Faunenwechsel, der sich mit der allgemeinen temperaturbedingten Änderung der Fauna überlagert.

Dahl (1960, S. 633) konnte in den nördlichen Teilen der magallanischen Faunenprovinz zeigen, wie in den Buchten und Fjorden bevorzugt die Kaltwasserformen, an den offenen Küsten die Warmwasserformen anzutreffen sind. Hier ist der Salzgehalt der kontrollierende Faktor, da die Kaltwasserformen sich als euryhalin und damit angepaßter an die schwankende Salinität in den Buchten erwiesen, während die Warmwasserformen mehr stenohalin sind und sich nur an der offenen Küste mit ausgeglichenem Salzgehalt halten können. Gerade die offene Küste zeigt aber nach S eine starke Temperaturabnahme, da hier das aufsteigende Tiefenwasser des sich nordwärts richtenden Peru- oder Humboldt-Stromes besonders wirksam ist. So vermögen sich nur wenige Formen der peruanischen Faunenprovinz, zumal ihnen die temperaturmäßig günstigeren Buchten verwehrt sind, an den Standorten der offenen Küste südwärts von der Insel Chiloe zu halten. Während Knox (1960) vom ökologischen Standpunkt drei Faunenzonen für die südchilenische Küste postuliert, glaubt Dahl (1960), nur zwei Subzonen ausscheiden zu können. Soot-Ryen (1959) untergliedert den nördlichen Teil der magallanischen Provinz in 2 Subzonen, und zwar in das Gebiet um den Archipelago de Chonos und in die Corcovado-Zone.

So liegt die peruanische Faunenprovinz gut definiert zwischen dem tropischen Warmwassergebiet, der panamischen Provinz im Norden und dem Bereich des subantarktischen oder subborealen Kaltwasserbereich der magallanischen Faunenprovinz, ausgedehnt über eine Länge, die mehr als 35 Breitengrade umfaßt. Die Oberflächentemperaturen an der Küste weisen auf diese große Entfernung keine sehr großen Unterschiede auf. So ist das Sommer-Mittel (Januar bis März) bei Punta Aguja im Norden bei 19,8° tC, bei der Isla Mocha (38° S) im Süden bei 12,3° tC, das Wintermittel liegt am Nordende der Faunenpro-

vinz bei 15,9° tC, am Südende bei 9° tC (Angaben nach SCHWEIGGER, 1959, FUENZALIDA 1965). Von der Temperatur ausgehend, einem Hauptfaktor bei der Abgrenzung von Faunenprovinzen, ist eine Einheitlichkeit innerhalb der peruanischen Faunenprovinz gewährleistet.

Die peruanische Faunenprovinz gilt als eine der eigenständigsten und isoliertesten Faunenprovinzen auf der Erde. Sie ist gekennzeichnet einerseits durch eine Gattungs- und Artenarmut, die aber andererseits durch einen gewaltigen Individuenreichtum ausgeglichen wird. Der hohe Prozentsatz von endemischen Gattungen und vor allem endemischen Arten (vgl. SOOT-RYEN, 1959, S. 77) ist das Hauptmerkmal. Für eine fundierte Untergliederung dieser langgestreckten Faunenprovinz mangelt es noch an genauen Untersuchungen der Gesamtfauna (Benthos, Plankton, Nekton). Es lassen sich jedoch bereits eindeutig folgende Veränderungen in dieser Faunenprovinz von Norden nach Süden feststellen: Eine kontinuierliche, aber rasche Abnahme von panamischen Arten südlich der Paita-Übergangszone entlang der peruanischen Küste. Hier liegt ein direkter Einfluß des nur kurzfristig und wenig weit nach Süden vordringenden Warmwasser-Stroms „Niño" entlang der nord- und zentralperuanischen Küste vor. Der größte Teil der panamischen Faunenelemente, die in die peruanische Faunenprovinz hereinragen, geht nicht südlicher als Paracas (14° 15'); die letzten Arten erreichen heute die Breite von Tocopilla (22° S). Im Südteil der peruanischen Faunenprovinz dagegen werden bereits einige wichtige, endemische Arten, die entlang der südperuanischen und nordchilenischen Küste sehr häufig sind, selten oder kommen nicht mehr vor.

Somit zeigt sich eine eindeutige Verarmung der Fauna an Gattungen und Arten nach Süden zu (vgl. Abb. 39). Ein Minimum an Arten bei Gastropoden und Pelecypoden wird im südlichen Mittelchile er-

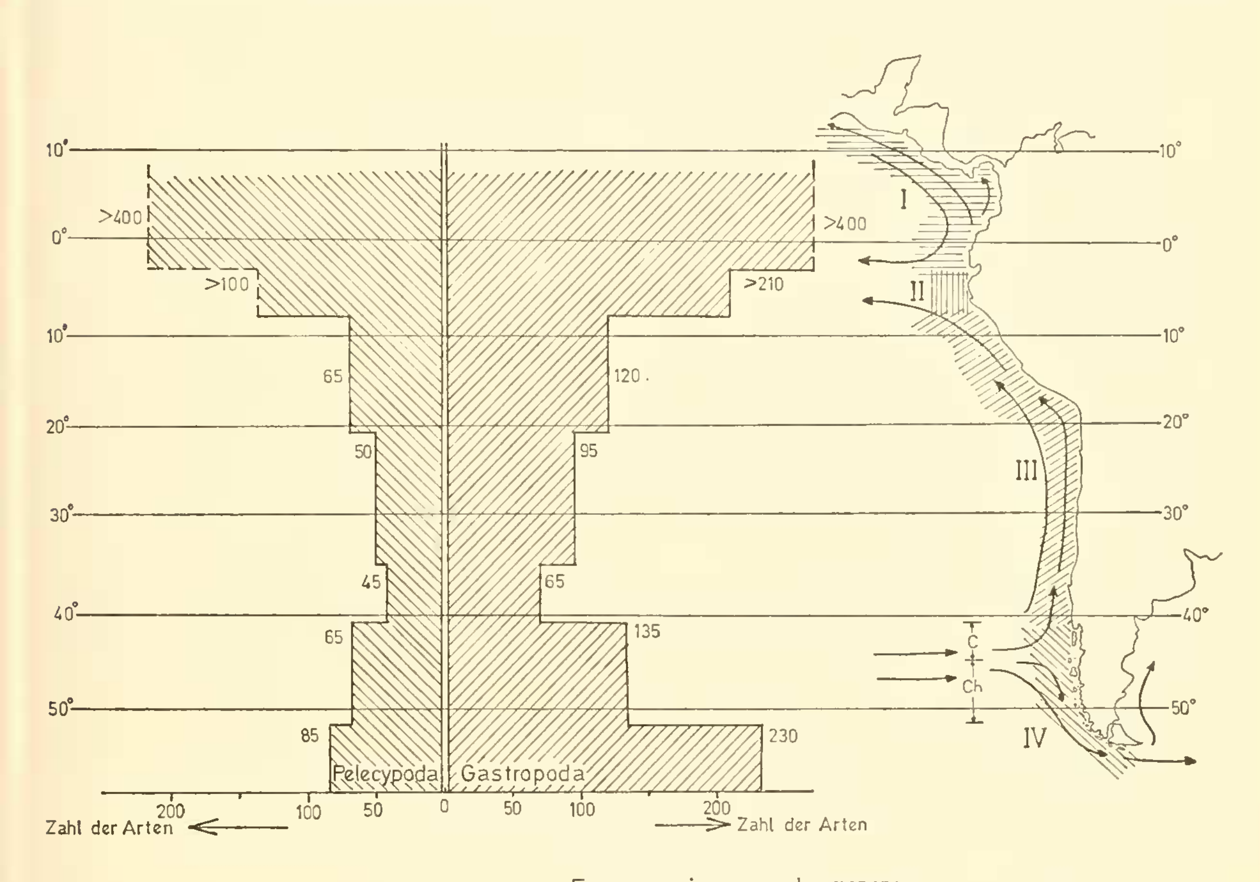


Abb. 39: Schematische Darstellung der Artenzahl von Pelecypoden und Gastropoden im Litoral und Sublitoral entlang der südamerikanischen W-Küste: Abnahme der Artenzahl von Norden nach Süden im Bereich des Humboldt-Stromes, besonders in der Peruanischen Faunenprovinz. Die schwarzen Pfeile bezeichnen die Richtungen der vorherrschenden Oberflächenströmungen.

reicht, hier ist die Fauna am eigenständigsten und am isoliertesten. Südlich von Valdivia macht sich bereits der Einfluß von magallanischen Faunenelementen und somit der Arten bemerkbar (Soot-Ryen, 1959, S. 78). So bietet sich die Abtrennung einer centralchilenischen Faunen-Subzone (23°—40° S) mit kalt-gemäßigtem Wasser von einer nördlichen, nordchilenischen—südperuanischen Subzone mit kühl-gemäßigtem Wasser an.

Bemerkungen zu Abb. 39:

Dieses Schema der Verteilung von Gastropoden und Pelecypodenarten des Litorals und Sublitorals entlang der südamerikanischen Westküste beruht vorwiegend auf Angaben von:

Dall 1909, Soot-Ryen 1957 a, Keen 1958, Grau 1959, Olsson 1961, Abbott 1961 für den nördlichen Teil (Columbien-Peru); Philippi 1887, Dall 1909, Bahamonde 1950, Soot-Ryen 1959, Stuardo 1960, 1964, Gallardo 1963 für die chilenische Küste; Carcelles 1950; Carcelles & Williamson 1951 für den südlichen Teil (Magellanes).

Aus der mangelnden Bearbeitung der Rezentfauna und dem Fehlen von zusammenfassenden Faunenübersichten für den chilenischen Bereich ergeben sich folgende Fehlerquellen: Durch das punktförmige Aufsammeln der frühen Expeditionen sind die Verbreitungsgrenzen vieler Arten nicht hinreichend bekannt; die faunengeographischen Grenzen sind nicht scharf gezogen; die Übergangszonen im südlichen Bereich zu wenig untersucht. Bei der notwendigen taxionomischen Revision mancher Gruppen würde sich durch zahlreiche Synonymien die Artenzahl verringern; andererseits würde eine solche Revision und intensive Neuaufsammlungen in manchen Gruppen neue Arten erkennen lassen.

Wenn auch die weiteren Untersuchungen sicher manche der hier angegebenen Zahlenwerte verändern werden, so wird doch die durch diese Darstellung ausgedrückte allgemeine Tendenz einer starken Artenzahl-Abnahme von N nach S, bzw. ein Minimum im südlichen Teil der peruanischen Provinz und eine Zunahme der Artenzahl in der magellanischen Faunenprovinz erhalten bleiben.

Der Vergleich der Faunen seit dem Miozän zeigt, wie es zur Ausbildung dieser so extremen, artenarmen, eigenständigen und isolierten Fauna im südlichen Teil der peruanischen Faunenprovinz kam.

Zwei große Faunenumwälzungen, die uns durch das Fehlen von marinen Sedimenten der entsprechenden, damit verbundenen Regressionen als scharfe Faunenschnitte erscheinen, führten zu dieser zoogeographischen „Sackgassenentwicklung“:

Der erste Schritt erfolgte an der Wende Miozän/Pliozän durch das Aussterben zahlreicher Gattungen und Arten. Eine Loslösung vom atlantischen Einfluß und eine Öffnung des Faunenaustausches zu nördlichen, pazifischen Provinzen, prägte den Faunencharakter um. Es bildete sich eine, an Gattungen ärmere Fauna, die in ihrer Zusammensetzung bezeichnend ist für gemäßigt-kühles Wasser.

Durch die zweite Faunenveränderung an der Wende Pliozän/Pleistozän wurde dieser Effekt der Isolierung verstärkt. Durch die Klimaverschlechterung und die Erniedrigung der Wassertemperatur wurde die Gattungs- und Artenzahl abermals reduziert. So wurde durch den frei werdenden Lebensraum einigen, meist endemischen Arten die Möglichkeit zur reichen Entfaltung gegeben. Artenarmut wurde durch extremen Individuenreichtum ausgeglichen. Nach einer nochmaligen Möglichkeit des Faunenaustausches mit nördlichen Gebieten im Altpleistozän macht sich während des ganzen Pleistozän eine zunehmende Isolierung von den Faunen der panamischen Faunenprovinz bemerkbar. Die Faunenelemente, die der Klimaverschlechterung zu Beginn des Pleistozän, bzw. während der ersten Glazialzeit nicht zum Opfer fielen, konnten auch die folgenden Glazialzeiten überstehen. Die pliozänen Arten, die durch diesen Klimawechsel aus dem südlichen Teil der peruanischen Provinz verdrängt wurden, sich aber mit identen oder sehr nahe verwandten Arten in der panamischen Provinz hielten, hatten durch die zunehmende Isolierung auch während der wärmeren Interglazialzeiten keine Möglichkeit der Neueinwanderung. Es fehlen hier die wechselseitigen Fluctuationen von Warmwasser- und Kaltwasser-Elementen während des Pleistozän, wie sie für andere Gebiete (Valentine, 1961; Zeuner, 1959, S. 283 f.) so charakteristisch sind.

Während des Pleistozän ist nur ein einseitiges Verschieben von Verbreitungsgrenzen bemerkbar; wärmeliebende Faunenelemente ziehen sich nach Norden zurück. So verstärkte sich der Effekt der Isolierung auch noch während der verschiedenen Kaltzeiten und führte zu der so extremen eigenständigen, artenarmen Fauna der Gegenwart.

5.7 Ursachen der Faunenveränderungen

Der Peru- oder Humboldt-Strom beherrscht und regelt direkt oder indirekt die wichtigsten ökologischen Faktoren, die die rezente Faunenzusammensetzung entlang der untersuchten Küste bestimmen. Zusammengefaßt werden bei Schweigger (1959) für Peru und bei Fuenzalida (1965) für Chile die wichtigsten Eigenschaften dieser kalten Meeresströmung, die entlang einer nahezu ungegliederten Küste ohne größere Buchten und Aestuare und daher auch ohne größere Sonderfaziesbereiche fließt.

Neben der unmittelbaren Beeinflussung der Wassertemperatur durch den Hauptstrom, die als Hauptfaktor die geographische Verbreitung von Mollusken kontrolliert (Valentine, 1961, S. 316), ist es beson-

ders die den Hauptstrom begleitende Walze von aufsteigendem Wasser direkt an der Küste („upwelling"), die einen Großteil der ökologischen Grundfaktoren bestimmt. Diese aufsteigenden Wassermassen schaffen durch ihre ausgleichende Wirkung auf die Temperatur, durch den Reichtum an Sauerstoff, Stickstoff und Mineralsalzen die günstigen Bedingungen für eine sehr hohe Besiedlungsdichte des Sublitorals und Litorals. So gehört dieser Küstenstreifen zu einem der dichtbesiedeltsten Gebiete der Erde. Die mit den aufsteigenden Wassermassen verbundene Strömung von der Küste weg und das plötzliche Abschwenken des Perustromes auf der Breite von Punta Aguja nach Westen sowie der starke Temperaturgegensatz an dieser Grenze erschwert das Eindringen von planktonischen Larven aus nördlichen Breiten nach Süden außerordentlich.

Der südwärtsgerichtete, sauerstoffärmere und wärmere Gegenstrom, oder Gunther-Strom (Gunther, 1936, Brandhorst fide Gallardo, 1963) schaltet für die planktonischen Larven des Küstenbenthos durch seine Entfernung von der Küste von ca. 40 sm und seiner Tiefenlage zwischen 50—400 m als Wanderweg aus.

Der sporadisch auftretende, sehr kräftige Warmwasserstrom „Niño", der nur in den seltensten Fällen bis ca. 10° S reicht (vgl. Schweigger, 1959), beeinflußt nur die Faunenzusammensetzung der nördlichsten Gebiete der peruanischen Provinz und im besonderen die Paita-Übergangszone.

Die Pliozänfaunen im untersuchten Gebiet zeigen bereits eindeutig den Einfluß eines der heutigen Konstellation ähnlichen S—N gerichteten Kaltwasserstromes. Die Miozänfaunen dagegen, als Warmwasserfaunen und mit deutlichen Anzeichen für eine freie Verbindung zum Atlantik sind bei der Konstellation eines kalten, S—N gerichteten Küstenstromes nicht vorstellbar. So dürfte die Ursache, die zum ersten grundlegenden Faunenumbau an der Wende Miozän/Pliozän führte, in der Entstehung des Humboldtstromes zu suchen sein.

Morphologische Veränderungen im Südteil des Kontinentes, so die Herausbildung einer geschlossenen Festlandbarriere, bewirkten gleichzeitig das Entstehen des Peru- oder Humboldtstromes, als den nach N abgelenkten Ast der großen Westwinddrift, die bei ca. 45°—48° S auf diese Barriere trifft, als auch die Ausbildung eines kleineren, südwärts um die Südspitze des Kontinentes gerichteten Stromes; dies bedeutete aber auch das Ende eines freien Faunenaustausches mit den atlantischen Faunenprovinzen.

Die zweite Ursache zur Isolation der rezenten Fauna ist in der Klimaverschlechterung zu Beginn des Pleistozän zu sehen. Zumindestens zeitweise Temperaturerniedrigungen der Küstenwässer wurden von einem Teil der pliozänen Fauna nicht überstanden. Da die Gletscher in den Glazialzeiten im nördlichen Teil Südchiles das Meer erreichten (vgl. Brüggen, 1946; Weischet, 1964) ist mit Eisbergen und Kaltwassertransport nach Norden entlang der Küste zu rechnen. Ein Zurückdrängen von wärmeliebenden Arten nach Norden und ein Aussterben von Gattungen und Arten konnte auch in den wärmeren Zwischenkaltzeiten nicht wieder durch ein Neueinwandern aus den oben geschilderten Gründen erfolgen. In den freiwerdenden Lebensraum breiteten sich die verbliebenen Arten, z. T. mit Massenvorkommen aus, zumal die allgemeinen Lebensbedingungen als äußerst günstig bezeichnet werden müssen (Gallardo, 1963).

Zwei verschiedene Ursachen, eine m o r p h o l o g i s c h e, regionale Konstellation, die zur Bildung des Humboldt-Stromes führte, in der Überlagerung mit einer späteren, ü b e r r e g i o n a l e n, weltweiten Veränderungen des Klimas, führten zur Ausbildung der heute so isolierten und eigenständigen marinen Fauna entlang der chilenischen Küste.

Aus der ozeanographischen Konstellation des Humboldtstromes, der die ökologischen Hauptfaktoren diktiert, ergab sich während des Pleistozän nicht die Möglichkeit eines Faunen-Ausgleiches; die „Sackgassenentwicklung" verstärkte sich bis in das Holozän.

6. Paläontologischer Teil

6.1 Vorbemerkungen

Die erste systematische Bearbeitung der chilenischen Tertiär- und Quartärfaunen, in der ein Großteil der heute als pliozän und pleistozän erkannten Formen erfaßt wurde, stammt von Philippi aus dem Jahr 1887. Dieses Werk blieb bis heute das einzige.

Philippi befaßte sich als Gegner des Evolutionsgedankens nicht mit der natürlichen Variation und benutzte eine sehr enge Artabgrenzung. Als Zoologe erkannte er nicht die besonders im tieferen Pliozän auftretenden postmortalen, diagenetischen Formveränderungen und begründete auf solchen abweichenden morphologischen Merkmalen zahlreiche neue Arten. Sehr knappe Originalbeschreibungen, oft ohne Berücksichtigung taxonomisch wichtiger Merkmale sowie mangelnde Fundortsangaben erschweren die Bestimmung nach diesem Werk.

So erwies es sich bei der vorliegenden Untersuchung über die Faunenentwicklungen als notwendig, die aufgefundenen Arten paläontologisch neu zu fassen.

Da eine Gesamtrevision der von PHILIPPI aufgeführten Fauna — so wünschenswert sie wäre — nicht Aufgabe dieser Arbeit war, galt es zunächst die stratigraphisch wichtigen Gruppen, besonders soweit sie durch Artablösungen oder durch morphologische Veränderungen innerhalb phylogenetischer Reihen zur Gliederung herangezogen wurden, zu revidieren. Wichtige Merkmalsgruppen, wie der Schloßapparat, Innenskulptur etc., die bisher nicht oder nur unzureichend berücksichtigt waren, wurden in die Beschreibungen aufgenommen. Soweit das Material ausreichte, wurden die Merkmale in ihrer Variationsbreite erfaßt, um in den z. T. fließenden Übergängen der verschiedenen Populationen einzelne Arten gegen verwandte gleichalte Arten oder zeitlich unterschiedliche Arten definieren und abtrennen zu können. Wo es notwendig erschien, wurden für die Arten neugefaßte Diagnosen gegeben, die sich aus einer Überprüfung der Typusexemplare und aus der statistischen Auswertung größerer Populationen ergab.

Ausführlich behandelt wurden bei den Pelecypoden die Pectinidae, Anomiidae, Ostreidae und teilweise die Veneridae, bei den Gastropoda besonders *Turritella* und einige wichtige Vertreter der Muricidae und Fasciolariidae.

Soweit gute Abbildungen und Beschreibungen der erwähnten Arten von der chilenischen Küste oder benachbarten Faunenprovinzen vorliegen, wurden nur zusätzliche Bemerkungen gemacht und auf die Literatur verwiesen.

Die Typen und Originale zu PHILIPPI 1887 sind im Museo Naciónal de Historia Natural, Santiago de Chile, nur teilweise erhalten geblieben. Soweit sie eingesehen und bei der statistischen Auswertung berücksichtigt wurden, ist es bei der Beschreibung der einzelnen Arten vermerkt.

Als sehr erschwerend erwies sich ferner das Fehlen moderner Revisionen der rezenten Molluskenfauna der chilenischen Küste. Bei einem Großteil der rezenten Formen ist man auf die z. T. sehr vagen und äußerst knapp gehaltenen Erstbeschreibungen (ohne Angabe von Variationen und ohne genaue Standortsangaben), die in den ersten Jahrzehnten des letzten Jahrhunderts entstanden, angewiesen (z. B. LAMARCK 1818; KING 1831; SOWERBY 1833, 1834, 1835; GRAY 1837, 1838; HUPE 1854).

Besonders für eine weitere Untergliederung des Pleistozän an Hand der geringen Faunenveränderungen, die sich oft nur in Unterart- bzw. Rassenbildungen und in Verschiebungen von Verbreitungsgrenzen zeigen, wäre eine genaue Kenntnis der rezenten Fauna mit zuverlässigen Angaben über Toleranzgrenzen und Verbreitung sehr von Nutzen.

Bezüglich der generischen Zuordnung der hier bestimmten Fauna bestehen noch Unsicherheiten, so lange nicht gründliche Revisionen der erwähnten taxonomischen Einheiten über die Grenzen der untersuchten Faunenprovinz hinaus vorliegen.

Das Fossilmaterial liegt meist in vorzüglicher Erhaltung vor. Nur im Pliozän, besonders in der tieferen Folge sind in einigen Fossilgemeinschaften die aragonitischen Schalen weggelöst; es sind nur Steinkerne vorhanden. Der umgebende und ausfüllende Feinsand bewahrte jedoch feinste Skulpturelemente der Außenseite, sowie Muskeleindrücke und den Verlauf der Mantellinie von der Innenseite der Pelecypodenklappen. Bei geöffneten Klappen wurde der Schloßabdruck im Feinsand erhalten. Positivabdrükke wurden mit auf Silicon-Basis aufgebauten Abformpräparaten, wie STA-SEAL nach der bei WELLNHOFER (1964, „Zur Pelecypodenfauna der Neuburger Bankkalke [Mittel-Tithon]". — Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abh., N. F. 119, München) beschriebenen Methode hergestellt.

Die Systematik der Pelecypoda steht in der Paläontologie z. Zt. noch stark in der Diskussion. Es wurde hier bei der Anordnung der höheren taxonomischen Einheiten bis zur Familie der Klassifikation von NEWELL (1965) gefolgt. In den niedrigeren taxonomischen Einheiten schloß ich mich weitgehend der Arbeit von OLSSON (1961) an, in speziellen Gruppen wie den Pectinidae galt mir MASUDA (1962) als Vorlage. Bei den Gastropoda wurde die Gliederung dem „Treatise of Invertebrate Paleontology" (Edit. MOORE, R. C.; Part I, Mollusca 1, bearbeitet von J. BROOKES KNIGHT, L. R. COX, A. MYRA KEEN, R. L. BATTEN, E. L. YOCHELSON und R. ROBERTSON, 1960), soweit erschienen (Archaeogastropoda, Caenogastropoda) entnommen. Für die Neogastropoda erfolgte die Anordnung nach WENZ (Gastropoda in Handbuch der Paläozoologie, 6, Berlin 1938—1944).

Die in den Beschreibungen verwendete Terminologie entspricht den international üblichen Bezeichnungen.

Für die Gastropoda galten die Erläuterungen im Treatise of Invertebrate Paleontology (1960, Part I, S. 107) als Vorbild; speziell bei den Turritellidae wurde auf die Bezeichnungen von MARWICK (1957, S. 14), zurückgegriffen. Für die Pelecypoda gab ANDERSON (1964, S. 124) ein Schema zur Erläuterung der Termini; speziell für die Pectinidae wurden die Begriffe, wie sie MASUDA (1962, S. 132) erläutert, zur Beschreibung der Schalen verwendet.

Bei Maßangaben erscheinen folgende Abkürzungen:

n = Anzahl der vermessenen Exemplare;
bei Pelecypoda:
H = Höhe der Schale;
L = Länge der Schale;
D = Dicke, Konvexität einer Klappe (wenn nicht anders vermerkt)

Sind bei Abmessungen drei Werte angeführt, so stellt die mittlere Zahl den statistischen Mittelwert dar, begleitet von dem gemessenen Minimal- und Maximalwert.

Die Synonymielisten erheben keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Existieren für die Art bereits zuverlässige Synonymielisten in der Literatur, so wird auf sie verwiesen. Die Zeichen vor der Jahreszahl des Zitats dienen zur Ergänzung:

v = das Originalmaterial wurde eingesehen;
? = Zuordnung ist problematisch (Originale nicht mehr vorhanden, Abbildungen nicht ausreichend etc.);
non = die zitierte Form gehört trotz gleicher Benennung einer anderen taxonomischen Einheit an.
kein Zeichen = das Zitat ist auf Grund der Abbildungen und der Beschreibung mit ziemlicher Sicherheit zuzuordnen.

Aufbewahrung der Typen und des Belegmaterials geschieht unter der jeweils bei den Beschreibungen und bei den Abbildungen angegebenen Nummern (Sammelnummer : 1966 IV) in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

6.2 Systematischer Teil

PELECYPODA GOLDFUSS, 1820
Pteriomorpha BEURLEN, 1944
Arcoidea STOLICZKA, 1871
Arcacea GOLDFUSS, 1820
Arcidae GOLDFUSS, 1820
Arcinae GOLDFUSS, 1820
Acar GRAY, 1857

Acar gradata (BRODERIP & SOWERBY)

1958 *Barbatia (Acar) gradata* (Broderip and Sowerby, 1829) — KEEN, S. 28, Abb. 40 (rezent, Baja California bis Peru).

1961 *Acar gradata* (Broderip and Sowerby) — OLSSON, S. 82, Taf. 6, Fig. 6, 6a, 6b (rezent, Baja California bis Peru),
hier ausführliche Beschreibung und gute Abbildung.

Bemerkungen: Diese Art, als ein typischer Vertreter des warmen Wassers der panamischen Faunenprovinz besaß im Altpleistozän eine nach Süden ausgedehntere Verbreitung (zumindestens bis Tongoy-Coquimbo) als heute. Im Mittelpleistozän zog die Art sich bereits nordwärts zurück (Caldera). Rezent ist sie nur zweifelhaft von Iquique erwähnt (SOOT-RYEN, 1959, S. 20).

Vorkommen: Altpleistozän: La Serena (Tierras Blancas); Tongoy. Mittelpleistozän: Caldera (Bahia Inglesa).

Anadarinae REINHART, 1935
Anadara GRAY, 1847

Anadara (Rasia) chilensis (PHILIPPI)
(Taf. 1, Fig. 3, 4)

1887 *Arca chilensis* Ph. — PHILIPPI, S. 187, Taf. 36, Fig. 6 (Tertiär, La Cueva).

1896 *Arca chilensis* PHIL. — MÖRICKE, S. 581 (Tertiär, Caldera, Coquimbo).

Bemerkungen: Diese Art besitzt die für die Untergattung typische längliche, trapezförmige Gestalt. Der Schloßrand ist gerade, langgestreckt mit zahlreichen Zähnen, die in der Mitte klein und senkrecht, den Rändern zu größer und stark divergierend sind. Ligament-Area langgestreckt und schmal; ganz mit zahlreichen, umgekehrt v-förmigen Rippen bedeckt, zwischen die sich eine feine, senkrechte, den Rändern zu leicht divergierende Zähnelung einschaltet. Ornamentation mit 33—37 kräftigen, abgeflachten Rippen, die mit feinen Anwachsstreifen besetzt sind.

In Umriß und Ornamentation ist diese pliozäne Art der rezenten Form *A. (Rasia) formosa* (Sow.) abgebildet bei OLSSON (1961, S. 91, Taf. 7, Fig. 4) aus der panamischen Faunenprovinz sehr ähnlich.

Vorkommen: (Höhere Serie): Mejillones; Caldera (Quebr. Blanca); Tongoy (Quebr. Salinita); La Cueva.
Im Pleistozän wurde diese Art nicht gefunden.

Limopsacea DALL, 1895
Glycymerididae NEWTON, 1922
Glycymeris DA COSTA, 1778

Glycymeris ovata (BRODERIP)
(Taf. 2, Fig. 3, 4)

1843 *Pectunculus ovatus* — REEVE, Bd. I (Pectunculus), Taf. 1, Fig. 2 (rezent, Isle of Lobos, Peru).

1843 *Pectunculus intermedius* — REEVE, Bd. I (Pectunculus), Taf. 1, Fig. 1 (rezent, Iquique).

1854 *Pectunculus intermedius* — HUPE in GAY, S. 301, (rezent, Chile, Peru).

1854 *Pectunculus ovatus* — HUPE in GAY, S. 301, (rezent, Chile, Peru).

1896 *Pectunculus* aff. *intermedius* BROD. — MÖRICKE, S. 582, Taf. 12, Fig. 3, 4 (Tertiär, Caldera).

1911 *P. ovatus* Broderip — LAMY, S. 125, (rezent, Lima) hier ältere Synonymie.

1922 *Glycimeris ovata* — BOSWORTH, Taf. 25, Fig. 3, 4. (Pleistozän, Talara Tablazos).

1959 *Glycymeris ovatus* BRODERIP. — SOOT-RYEN, S. 21 (rezent, Chile).

1960 *Glycymeris ovatus* (Broderip, 1832) — STUARDO, S. 136, Fig. 1—6 (rezent, Islas Lobos-Peru bis Valdivia-Chile); hier ausführliche Synonymieliste und Beschreibung.

1961 *Glycymeris (Glycymeris) ovata* (Broderip) — OLSSON, S. 105, Taf. 11, Fig. 6, 6a (rezent, Paita bis Chile).

Bemerkungen: Der Umriß der Klappen (Ungleichseitigkeit) und die Dicke der Schale ist sowohl bei den fossilen wie rezenten Exemplaren sehr variabel.

Durch das Abwärtswandern der Kardinal-Area während des Wachstums wird der zentrale Teil der Zahnreihe ausgelöscht. Diese Erscheinung wird bei den pliozänen Formen früher erreicht als bei den rezenten Formen, so daß bei den pliozänen Exemplaren im adulten Zustand (45 mm, Länge) stets die Zahnreihe zweigeteilt und nur lateral mit kräftigen Zähnen besetzt ist, während die mäßig hohe Kardinal-Area in der Mitte den Innenrand des Schlosses erreicht. Der meist starke Abrieb der Oberschale läßt bei den fossilen Exemplaren die stark radial-berippte Unterschale hervortreten. Vereinzelte Exemplare zeigen jedoch noch die ursprüngliche relativ glatte, nur mit feinen, welligen Anwachsstreifen verzierte Oberfläche.

Vorkommen: Pliozän (höhere Serie): Mejillones; Caldera (Quebr. Blanca);
Altpleistozän: Antofagasta (La Portada); Mejillones; Caldera; Chañaral de Azeitunas; La Serena (Pta. Teatinos); Tongoy (Quebr. Romeral).
Mittelpleistozän bis Holozän: vereinzelt entlang des ganzen untersuchten Küstenabschnittes.

Pterioida NEWELL, 1965
Pectinacea RAFINESQUE, 1815
Pectinidae RAFINESQUE, 1815

Allgemeine Bemerkungen:

Vergleicht man die Untersuchungen über neogene, pleistozäne und rezente Pectiniden, so sind die Kriterien, die zur taxionomischen Abgrenzung der meist sehr variablen Populationen herangezogen werden, bei den verschiedenen Autoren sehr unterschiedlich und über die Wertigkeit der Merkmale zur Artabgrenzung herrscht allgemeine Unstimmigkeit.

Obwohl aus zahlreichen Untersuchungen an rezenten Pectiniden (DAVENPORT, 1900, 1904; GUTSELL, 1931; FAIRBRIDGE, 1953; GRAU, 1959) und an neogenen Material (GRANT & GALE, 1931; ROGER, 1939; FLEMING, 1957; MASUDA, 1962) bekannt ist, daß nahezu alle Merkmale der Pectiniden-Schale mehr oder weniger ökologisch beeinflußt wurden, so gibt es einige Merkmale, die innerhalb der Populationen und geographischen Rassen sehr konstant sind, sich bei Artdifferenzierungen z. B. durch Mutation und Isolation, relativ rasch ändern, um dann wieder konstant zu bleiben. Zu diesen Merkmalen gehört die Berippung. Als Artmerkmal wird in Übereinstimmung mit zahlreichen Autoren (ROGER, 1939; FLEMING, 1957; MASUDA, 1962) nicht so sehr die Rippenzahl, sondern der Berippungstyp als Ganzes verwendet; hierunter wird verstanden, ob die Klappen nur Haupt- oder Primärrippen besitzen, ob diese breit und flach oder dreikantig zugespitzt sind, ob sie sich bündelförmig aufspalten, oder ob wenige Hauptrippen breite Zwischenräume lassen, in die sich Sekundär- und Tertiärrippen einschalten.

Dieses Merkmal „Berippungstyp" sollte nicht allein zur Artabgrenzung benutzt werden, sondern nur in Kombination mit anderen Merkmalen. Aus dem reichen Pectiniden-Material des chilenischen Pliozän wurden folgende Merkmalskombinationen zur Artabgrenzung berücksichtigt.

Berippungstyp der Klappen;
Gleichseitigkeit oder Ungleichseitigkeit der Klappen;
Apikalwinkel;
Diameterindex;
Ohrenform;
Schloßrandlänge;
Berippung der Ohren;
Stachelung durch Überkreuzung von Rippen und schuppigen, konzentrischen Anwachsstreifen.

Im allgemeinen konnte die Beobachtung von DAVENPORT (1900, S. 871) über die stärkere Variabilität der linken Klappe gegenüber der rechten Klappe bestätigt werden. Die Konvexität der Klappen (außerhalb der Grobeinteilung in flachkonvex und bikonvex etc., die zur Gattungsdiagnose benutzt wird; vergl. ROGER, 1939, S. 9) ist sehr variabel und wird in ihrem Wert als Unterscheidungsmerkmal stark herabgesetzt (vgl. GRANT & GALE, 1931, S. 155; ROGER, 1939, S. 9). Bei der Fülle der auftretenden Formen wird es immer aberrante Einzelindividuen geben, die nicht zu unterscheiden sind von normalen Individuen einer anderen taxionomischen Einheit. Hier ist es notwendig, die Mittelwerte der Populationen zu vergleichen.

Population wird hier im Sinne Flemings (1957, S. 14) benutzt; es bestehen Unterschiede, besonders in der Verteilung der verschiedenen Altersstufen zwischen einer lebenden Population und einer fossilen Population, aber bei der relativ großen Verbreitung von in ihren Merkmalen beständigen *Chlamys*-Populationen und bei der Untersuchung von ± autochthonen Fossilgemeinschaften ist die Benutzung des Begriffes „Population" auch im fossilen Bereich gerechtfertigt.

Die stratigraphische Bedeutung der Pectiniden wurde in jüngster Zeit neben Fleming (1957) besonders auch von MacNeil (1967) an känozoischen Formen von Alaska festgestellt. Es ist jedoch stets zu beachten, daß die Pectiniden mit einheitlichen Populationen zur Ausbildung von geographischen Rassen neigen. Allopatrie, das alleinige Vorkommen nur einer Art oder Unterart in einem bestimmten geographischen Gebiet, und fehlende Überlappung mit einer anderen Art oder Unterart, ist sehr verbreitet. Während *Chl. hupeanus* und *Chl. vidali* ausgesprochen allopatrisch sind, d. h. nicht zusammen zur gleichen Zeit vorkommen, ist *Chl. coquimbensis* sowohl mit *Chl. vidali* als auch mit *Chl. hupeanus* synpatrisch, d. h., beide lebten zur gleichen Zeit im gleichen Biotop. Im Pleistozän steigerte sich die Allopatrie so weit, daß *Chl. purpurata* in Nord- und Mittelchile im höheren Sublitoral der alleinige Vertreter ist. Zeitliche Veränderungen der Verbreitungsgebiete sind natürlich vorhanden, d. h., das Vorkommen in demselben Gebiet aber in verschiedenen Horizonten; dies läßt sich durch Verdrängen einer Art durch eine andere verstehen.

Chlamysinae KOROBKOV in EBERSIN, 1960
Chlamys RÖDING, 1798

Chlamys calderensis (MÖRICKE)
(Tafel 3, Fig. 1, 2)

1896 *Pecten calderensis* nov. sp. — Möricke, S. 577, Taf. 13, Fig. 5 (Neogen, Caldera).

Diagnose: Klappen sind höher als lang, schwach konvex; zahlreiche, sehr schmale Rippen; Ohren sehr ungleich mit zahlreichen Rippen.

Beschreibung: Schale mittelgroß, sehr dünn, nahezu gleichklappig mit Ausnahme der Ohren; ungleichseitig, da die Vorderseite länger ist und schwach nach vorne gebogen (Verhältnis der Länge der Vorderseite zur Hinterseite der rechten Klappe = 1:0,76); Apikalwinkel 82°—88°; rechte Klappe etwas konvexer als linke Klappe; Berippung sehr dicht mit zahlreichen (80 — 95 — 115) sehr feinen, gerundeten Radialrippen, nahezu ohne Zwischenraum. Mit zunehmender Größe verbreitern sich die Primärrippen und spalten sich gelegentlich in 2—4 feine Rippen auf. Verbreitert sich mit zunehmender Größe der Zwischenraum der Rippen, so schalten sich Sekundär- und Tertiärrippen ein, die, den Zwischenraum ausfüllend, die Stärke der Primärrippen erreichen können. In der Überlagerung der Radialrippen mit den feinen, konzentrischen Anwachsstreifen, können feine stachelige Höckerchen entstehen; submarginale Region der Klappen mit sehr feinen Radialrippen versehen.

Wirbel klein, mittelständig; Schloßrand gerade; Ohren groß: Vorderes Ohr vom Schloßrand schräg, sichelförmig geschwungen, abfallend mit sehr tiefen Byssalsinus; kräftige (7—9) Radialrippen, an der Kreuzungsstelle mit den sichelförmigen Anwachsstreifen gekörnelt; Byssusplatte nur mit Anwachsstreifen. Hinteres Ohr mit zahlreichen (10—15) Radialrippen; Rand gerade, vom Schloßrand mit stumpfem Winkel (105°) schräg abfallend; Posterior-Sinus nicht vorhanden.

Linke Klappe flacher als die rechte Klappe; Ornamentierung wie rechte Klappe; Ohren groß; vorderes Ohr: spitzwinkelig (85°) schräg abfallend mit zahlreichen (16—20) feinen Radialrippen; hinteres Ohr kleiner, stumpfwinkelig (110°) schräg abfallend mit 10—14 sehr feinen Radialrippen.

Schloßrand gerade, durch Anwachsstreifen gesägt, am Vorderrand zu einer Falte umgeschlagen; Ligamentgrube tief, dreieckig, leicht dem Vorderrand zugeneigt und von 2 schmalen Leisten begrenzt, denen 2 feine Furchen in der linken Klappe entsprechen. Seitenligamentrinnen schmal aber gut ausgebildet, dorsal begrenzt durch kräftige leistenförmige Kardinalzähne. Ohrenzähne nur höckerartig angedeutet. Innenseite glatt, nur dem Ventralrand zu schwache, schmale Rippen, entsprechend den Rippenzwischenräumen der Oberfläche.

Maße (in mm):	H	L	D
abgebildete Exemplare:			
Rechte Klappe (1966 IV 5):	79	72	9
Linke Klappe (1966 IV 4):	71	63	8
Diameterindex (H.100/L):			
Rechte Klappe (n = 16)	114		
Linke Klappe (n = 12)	113		
Konvexitätsindex (D.100/L):			
Rechte Klappe	13,0		
Schloßrand . 100/Länge:			
Rechte Klappe (n = 16)	54,3		
Linke Klappe (n = 11)	49,5		

Variation: Die Variabilität von *Chl. calderensis* ist sowohl innerhalb geschlossener Populationen als auch im Vergleich von Populationen aus verschiedenen Lokalitäten relativ gering. Es schwankt die Konvexität der Klappen und die Stärke bzw. Breite der Rippen.

Vorkommen: Pliozän (tiefere Serie): Caldera (Bahia Calderillo); Bahia Copiapo (Puerto Viejo); Carrizalillo (Mündung der Quebr. Carrizalillo); Quebr. Chañaral de Azeitunas; Tongoy (Quebr. Pachingo, Est. Tangue); Lo Abarca (westl. Ortsausgang).

Chlamys simpsoni (PHILIPPI)

(Tafel 2, Fig. 1, 2; Tafel 4, Fig. 6)

v 1887 *Pecten Simpsoni* Ph. — PHILIPPI, S. 210, Taf. 46, Fig. 1, (Tertiär, Chiloe).
? 1896 *Pecten Simpsoni* PHIL. — MÖRICKE, S. 579, (Tertiär, Chiloe).

Diagnose: Klappen groß; etwas länger als hoch; Umriß nahezu rund; rechte Klappe flacher als linke; rechte Klappe kräftige, breite Rippen mit schmalen Zwischenräumen; linke Klappe schmälere Rippen mit breiteren Zwischenräumen in die sich 2—6 Sekundärrippen einschalten.

Beschreibung: Schale groß, ungleichklappig; Klappen gleichseitig mit Ausnahme der Ohren; Klappen länger als hoch, Umriß nahezu rund; Apicalwinkel 112—120°; Wirbel mittelständig.

Rechte Klappe: flacher als linke Klappe, Wirbel nur wenig gewölbt; kräftige Ornamentierung mit (14 — 19 — 22) breiten, abgeflachten primären Radialrippen, die im Laufe des Wachstums an Breite zunehmen, sich zwei- oder mehrfach aufspalten und nahe dem Ventralrand aus einem Bündel von 2—5 ungleich kräftigen, eng zusammenstehenden Rippen bestehen; Rippen meist breiter als die Zwischenräume; in den Zwischenräumen schalten sich 15—60 mm unterhalb des Wirbels schmale Sekundärrippen ein, die variierend in Zahl (2—4) und Stärke am Ventralrand die seichten Zwischenräume ausfüllen; schwache konzentrische Anwachsstreifen; Submarginalregion mit schmalen, aber kräftigen Radialrippen; Schloßrand gerade; Ohren sehr groß; vorderes Ohr gleichlang oder etwas größer als hinteres;

Vorderes Ohr gerade bis sichelförmig abfallend mit tiefem Byssalsinus und kräftigen 8—11 Radialrippen, an den Kreuzungsstellen mit den sichelförmigen Anwachsstreifen und am Schloßrand kräftig schuppig gezähnt;

Hinteres Ohr spitzwinkelig oder gerade abfallend mit 6—9 kräftigen Radialrippen, Posteriorsinus nicht vorhanden.

Linke Klappe: gewölbter als rechte; Wirbel gewölbt; Ornamentierung durch kräftige, gerundete (12—16—18) Radialrippen, bedeutend schmäler als Zwischenräume; die Primärrippen spalten im adulten Stadium nahe dem Ventralrand unter Verbreiterung in 2—6 Rippen bündelförmig auf, Rippen und Zwischenräume nun gleich breit. Zwischenräume mit feinen, schmalen (2—5) Sekundärrippen, die meist am Wirbel beginnen, erfüllt. In den Zwischenräumen sehr feines schuppiges, diagonal sich kreuzende Netzwerk; Ohren groß und nahezu gleichlang; Schloßrand gerade; vorderes Ohr gerade bis spitzwinkelig abfallend mit 6—11 feinen Radialrippen; hinteres Ohr gerade abfallend mit 8—12 feinen Radialrippen.

Schloßrand gerade, durch Anwachsstreifen schwach gesägt; Ligamentgrube tief, dreieckig, symmetrisch mittelständig. Seitenligamentrinnen schwach ausgeprägt, dorsalwärts leistenförmige Kardinalzähne, Ligamentgrube der rechten Klappe seitlich von 2 hökkerartigen Zähnen begrenzt. Ohrenzähne nur sehr schwach angedeutet. Ctenolium mit 6—8 Zähnen;

Innenseite glatt mit großem Muskeleindruck; nahe dem Ventralrand schwache, breite Wellung, entsprechend den Rippen und Furchen der Oberfläche.

Maße (in mm):	H	L	D
Abgebildete Exemplare:			
Rechte Klappe (1966 IV 6):	119	132	14
Linke Klappe (1966 IV 7):	123	138	22
(1966 IV 8):	85	92	15
Diameterindex:			
Rechte Klappe (n = 27)	91,0		
Linke Klappe (n = 25)	90,5		
Konvexitätsindex:			
Rechte Klappe (n = 22)	10,8		
Linke Klappe (n = 21)	17,2		
Schloßrand . 100/L:			
Rechte Klappe	54,5		
Hint. Ohr . 100 / vord. Ohr:			
Rechte Klappe (n = 22)	89,9		

Variation: Am stärksten variiert die Berippung auf beiden Klappen in Zahl und Breite der Primärrippen, Art der Aufspaltung, Zahl und Höhe des Einsetzens von Sekundärrippen. Die Wölbung und die Dicke der Schale sowie das Relief der Rippen (kräftig oder flach) ist biotopabhängig (Wasserbewegung). Apilcalwinkel sowie Höhen/Längenindex sind sowohl innerhalb der Populationen als auch im Vergleich von Populationen verschiedener Standorte relativ konstant.

Bemerkungen: Die von PHILIPPI (1887, Taf. 46) abgebildete rechte Klappe (Fig. 1, oben) und linke Klappe (Fig. 1, unten) gehören zwei verschiedenen Individuen an (Aufbewahrung im Mus. Nac. Hist. Nat. Santiago de Chile). Bei beiden ist der Innenabdruck der Gegenklappe nur als Steinkern erhalten, die Schale fehlt. Die Identität der Fundorte ist durch die unterschiedliche Lithologie beider Steinkerne zweifelhaft, nur für die linke Klappe (Fig. 1, unten) ist „Chiloe, Dr. Martin" als Fundort angegeben.

Wie Funde von Bruchstücken an der Typlokalität der Formation Navidad zeigten, trat im Miozän eine sehr ähnliche, wohl eng verwandte *Chlamys*-Art auf, bei der die Primärrippen weniger zahlreich sind und daher die Zwischenräume breiter und mit mehr (6 bis 12) Sekundärrippen erfüllt. Auf derartige, miozäne Exemplare (das mir vorliegende Material reicht für eine artliche Abtrennung nicht aus) stützten sich vermutlich die Fundortsangaben bei PHILIPPI (1887, S. 210) wie Navidad, Isla la Mocha, Curauma.

Die von MÖRICKE (1896, S. 579) angegebene Synonymie mit *Pecten caracolensis* STEINMANN konnte nicht nachgeprüft werden, da der Holotyp aus der Sammlung DUNKER im Geol.-Paläontologischen Institut der

Universität Marburg verschollen ist (freundliche schriftliche Mitteilung von Dr. R. Fischer vom 8. 7. 1966).

Vorkommen: Pliozän (tiefere Serie): Caldera (Quebr. Blanca); Bahia Copiapo (Puerto Viejo); Rio Copiapo (Quebr. El Pimiento); Quebr. Chañaral de Azeitunas (N und SW der Ortschaft); El Tabo.

Chlamys vidali (PHILIPPI)

(Tafel 1, Fig. 1, 2)

1854 *Pecten propinquus.* — HUPE in GAY, S. 291, Taf. 5, Fig. 2 (Conquiliologia), (Coquimbo, Tertiär).
v 1887 *Pecten Vidali* Ph. — PHILIPPI, S. 212, Taf. 47, Fig. 5, (Mejillones, Quartär).
v 1887 *Pecten Remondi* Ph. — PHILIPPI, S. 211, Taf. 45, Fig. 6, (Coquimbo, Tertiär).
1896 *Pecten Vidali* PHIL. — MÖRICKE, S. 578, (Coquimbo, Tertiär).
1896 *Pecten Rémondi* PHIL. — MÖRICKE, S. 579 (caldera, Tertiär).
1967 *Chl. vidali* — HERM & PASKOFF, Tab. 1, S. 587 (ob. Pliozän, Coquimbo).

Diagnose: Schale mittelgroß, dünn; Klappen gleichseitig, so lang wie hoch oder etwas höher als lang.

Linke Klappe: Primärrippen schmäler als die Zwischenräume, bündelartig aufgespalten, Zwischenraum mit 1—3 Sekundärrippen. Rechte Klappe flacher als linke: Primärrippen bündelartig aufgespalten, breiter als Zwischenräume mit Sekundärrippen; Vordere Ohren um 1/3 länger als hintere: linke Klappe mit 12—17, rechte Klappe mit 6—8 Radialrippen auf den vorderen Ohren.

Beschreibung: Schale ungleichklappig, rechte Klappe meist flacher als linke Klappe; gleichseitig, mit Ausnahme der Ohren; Apikalwinkel im Jugendstadium 84°—88°, im späteren Verlauf raschere Zunahme der Länge als Höhe, daher erscheinen die Lateral-Ränder geschwungen.

Rechte Klappe: Wirbel flach, wenig gewölbt. Ornamentierung sehr kräftig mit zahlreichen (16—20—22) radialen Rippen, meist breiter als die Zwischenräume. Einige dieser Primärrippen spalten sich bereits unmittelbar unter dem Wirbel auf; nahe dem Ventralrand bündelartige Aufspaltung in 2—5 dicht beisammen liegenden feinen Rippen. Nach durchschnittlich 22 mm Wachstum schalten sich in die Zwischenräume zentral feine Sekundärrippen ein, im Abstand von 50 mm vom Wirbel erscheinen seitwärts der Sekundärrippen sehr feine Tertiärrippen, beide erreichen nicht die Stärke und Breite der am Ventralrand sehr verbreiterten Primärrippen. Konzentrische Anwachsstreifen treten zurück, bilden nur auf den z. T. kielartig zugespitzten Primär- und Sekundärrippen stachelartige Höcker. In den Furchen zwischen den Radialrippen ein sehr feines schuppiges, sich diagonal kreuzendes Netzwerk. Submarginalfelder mit Radialrippen ohne Furchen bedeckt.

Vorderes Ohr mit großem Byssalsinus; Byssalfeld nur mit sichelförmigen Anwachsstreifen, das übrige Ohr mit 6—8 kräftigen Radialrippen. Hinteres Ohr kleiner, stumpfwinkelig (105°) schräg abfallend mit 6—8 kräftigen Radialrippen; Linke Klappe gewölbter als die rechte; stark ausgeprägte, erhabene Ornamentierung mit 16—22—24 primären Radialrippen, die sehr bald unterhalb des Wirbels bündelartig aufspalten und sich ventralwärts verbreitern. Vorderes Ohr groß, spitzwinkelig (80°) schräg abfallend, kein Sinus vorhanden, mit zahlreichen (14—17) feinen Radialrippen; Hinteres Ohr klein, stumpfwinkelig, schräg abfallend mit 8—10 feinen Radialrippen. Schloßrand gerade; Ligamentgrube dreieckig, tief; Seitenligamentrinnen schmal, leistenförmige Kardinalzähne nur schwach ausgebildet. Nahe dem Außenrand der Ohren prägen sich die Radialrippen auf der Innenseite als Rinnen durch.

Ctenolium mit 4—5 Zähnen auf einer verbreiter-

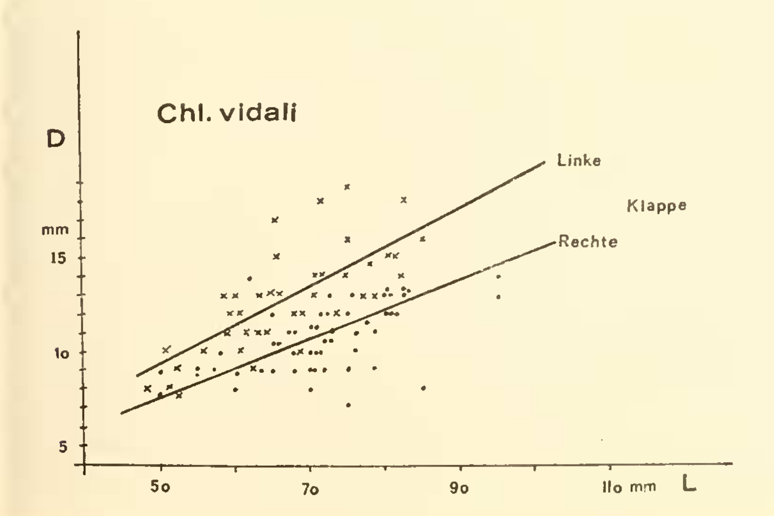


Abb. 40 Verhältnis der Konvexität (D) zur Länge der Schale (L) bei *Chlamys vidali;* getrennt für rechte und linke Klappen aufgetragen. Die Variabilität der rechten und linken Klappen ist bei dieser Art gleich groß.

ten Leiste. Auf der Innenseite der Schale gewölbte Rippen, den Furchen zwischen den Primärrippen entsprechend; nahe dem Ventralrand sind auf der Innenseite die Sekundär- und Tertiärrippen als feine Furchen erkennbar.

Maße in mm:		H	L	D
Abgebildete Exemplare:				
Rechte Klappe (1966 IV 9):		91	91	13
Linke Klappe (1966 IV 10):		74	68	12
Diameterindex:				
Population Mejillones	(n = 58)			102,5
Population Quebrada Honda	(n = 42)			103,1
Konvexitätsindex:				
Rechte Klappe:				
Population Mejillones	(n = 27)			15,2
Population Quebr. Honda	(n = 22)			15,8
Linke Klappe:				
Population Mejillones	(n = 21)			18,9
Population Quebr. Honda	(n = 25)			20,5
Schloßrand . 100/Länge:				
Linke Klappe:	(n = 24)			51,8
Rechte Klappe:	(n = 27)			50,4
Hinteres Ohr . 100/vord. Ohr:				
Linke Klappe:				
Population Mejillones	(n = 22)			68,5
Population Quebr. Honda	(n = 21)			68,2
Rechte Klappe:				
Population Mejillones	(n = 28)			66,4
Population Quebr. Honda	(n = 25)			65,4

Variation: Folgende Merkmale variieren bei *Chl. vidali* (nicht so sehr an Individuen einer Population als vielmehr im Vergleich von Populationen aus verschiedenen Lokalitäten): Wölbung der Klappen: Vom Normalfall (linke Klappe nur etwas stärker gewölbt als die rechte Klappe) gibt es Abweichungen, bei denen die rechte Klappe nahezu flach wird unter gleichzeitiger stärkerer Wölbung der linken Klappe. Berippung: Die Zahl der Rippen, Höhe des Aufspaltungspunktes der Primärrippen sowie Zahl der Sekundär- und Tertiärrippen. Auffallend ist die Konstanz des Diameterindex und der Länge des Schloßrandes an Exemplaren von verschiedenen Lokalitäten.

Bemerkungen: Nach Vergleichen mit *Chl. amandi* HERTLEIN (Material der Lund University Expedition, 1948/49, Stat. 41, 84; SOOT-RYEN, 1959, S. 30, Taf. 1, Fig. 7, 8) besteht eine sehr große Ähnlichkeit mit *Chl. vidali* in folgenden Merkmalen: Diameterindex, Konvexitätsindex, Apicalwinkel, Berippung, Form und Berippung der Ohren. Die heute nur auf Südchile (Calbuco — Islas de Chonos, l. c. S. 31) beschränkte *Chl. amandi* ist jedoch kleiner und bedeutend dünnschaliger; dies kann als Folge eines Hauptvorkommens in einem Bereich zwischen 25—100 m, also unterhalb des Hauptwellenbereichs, angesehen werden. *Chl. vidali* lebte in einem Flachwasser-Biotop, der stärker der Brandung ausgesetzt war.

An dem vorliegenden Material läßt sich nicht entscheiden, ob es sich um eine Homöomorphie oder um einen phyllogentischen Zusammenhang zwischen der pliozänen Art *Chl. vidali* und der rezenten, in ihrem geographischen Verbreitungsgebiet und Tiefenbereich verschobenen Art *Chl. amandi* handelt.

Vorkommen: Pliozän (tiefere und höhere Serie): Mejillones; Caldera (Bahia Inglesa, Playa Chorillos); Bahia de Copiapo (Puerto Viejo); Quebr. Chañaral de Azeitunas; Quebrada Honda; La Serena (Pta. Teatinos); Coquimbo (Quebr. Culebron); Tongoy (Quebr. Tongoy, Quebr. Salinita, Quebr. Salinita, Quebr. Pachingo); Horcon.

Chlamys hupeanus (PHILIPPI)

(Tafel 1, Fig. 5, 6)

v 1887 *Pecten Hupeanus* Ph. — PHILIPPI, S. 211, Taf. 47, Fig. 4 (Tertiär, Coquimbo).
1896 *Pecten Hupéanus* PHIL. — MÖRICKE, S. 578, Taf. 13, Fig. 2, 3, 4. (Tertiär, Coquimbo).
1967 *Chl. hupeanus.* — HERM & PASKOFF, Taf. 1, S. 587 (Pliozän, Coquimbo).

Diagnose: Klappen bei adulten Exemplaren länger als hoch; Umriß rund; rechte Klappe schwach gewölbt bis flach; linke Klappe kräftig gewölbt;

Ornamentierung: Rechte Klappe: 20—25 kräftige, flache Rippen, breiter als die Zwischenräume, Rippen erst nahe dem Ventralrand schwach aufspaltend, in den Zwischenräumen eine dicht unter dem Wirbel sich einschaltende Mittelrippe;

Linke Klappe: Kräftige gerundete Hauptrippen, breiter als die Zwischenräume, in die sich bereits ab dem Wirbel eine zentrale, kräftige Mittelrippe einschaltet, die erst nahe dem Ventralrand von je 2 feinen Terciärrippen begleitet wird.

Beschreibung: Schale mittelgroß, dünn; Klappen gleichseitig, meistens länger als hoch; Apikalwinkel 102—106°; im weiteren Wachstum nimmt die Länge schneller zu als die Höhe, so daß die Lateralränder stark geschwungen erscheinen;

Rechte Klappe: sehr schwach gewölbt, nahezu flach mit 20—23—25 kräftigen, breiten und abgeflachten Radialrippen, breiter als die Zwischenräume. Die Primärrippen zeigen nur nahe dem Ventralrand eine leichte bündelförmige Aufspaltung in 1—3 enge, feine Rippen. In den Zwischenräumen entspringt in 10 bis 25 mm Abstand vom Wirbel eine zentrale Rippe, die den Zwischenraum nahezu ausfüllt, erst nahe dem Ventralrand, von zwei feinen Terciärippen begleitet. Anwachsstreifen nur schwach ausgebildet; vorderes Ohr lang, gerade abfallend mit sehr tiefen Byssalsinus; breites Byssalfeld nur mit sichelförmigen Anwachsstreifen bedeckt, übriges Ohr mit 5—7 schwachen Radialrippen; hinteres Ohr klein, stumpfwinkelig (105°) schräg abfallend mit 7—10 Radiärrippen.

Linke Klappe bedeutend gewölbter als die rechte,

mit 20—22—25 kräftigen, erhabenen, breiten Rippen, breiter als die Zwischenräume. Hauptrippen nur nahe dem Ventralrand bündelartig aufspaltend. Meist dicht unterhalb des Wirbels setzt in den Zwischenräumen eine zentrale Mittelrippe ein, der sich beiderseits nahe dem Ventralrand zwei feine Terciärrippen beiordnen. Berippung nicht so flach wie auf der rechten Klappe. Rippen durch feine, konzentrische Anwachslinien schuppig gestreift. Vorderes Ohr: groß, rechtwinkelig abfallend mit 11—15 feinen Radialrippen; hinteres Ohr klein, stumpfwinkelig, schräg abfallend mit 8—11 feinen Rippen.

Schloßrand gerade; Ligamentgrube tief, dreieckig; Seitenligamentrinnen schmal; leistenförmige Kardinalzähne nur schwach ausgebildet. Seitenränder der Ohren im Innern mit feinen Rinnen, die den Rippen der Oberfläche entsprechen;

Auf der Innenseite prägen sich die Primärrippen als Rinnen durch, nahe dem Ventralrand sind die Sekundär- und Terciärrippen als Rinnen sichtbar. Ventralrand gewellt.

Ctenolium mit 3—5 Zähnen.

M a ß e (in mm):	H	L	D
Abgebildete Exemplare:			
Rechte Klappe (1966 IV 13):	81	83	5
Linke Klappe (1966 IV 11):	86	89	18

Diameterindex:		
Linke Klappe	(n = 38)	96,8
Rechte Klappe	(n = 68)	96,1
Konvexitätsindex:		
Linke Klappe	(n = 38)	18,3
Rechte Klappe	(n = 58)	8,0
Schloßrand . 100/Länge:	(n = 78)	44,8
Hinteres Ohr . 100/vord. Ohr		
Linke Klappe	(n = 27)	76,0
Rechte Klappe	(n = 51)	75,3

B e m e r k u n g e n : Innerhalb einer Population ist diese Art in ihren Merkmalen sehr konstant. Im Vergleich von mehreren Populationen von verschiedenen Standorten variiert das Wölbungsverhältnis von rechter und linker Klappe sowie Rippenzahl und Stärke der Einschaltrippen. Bei manchen Populationen erscheinen die Hauptrippen auf der rechten Klappe sehr breit und füllen den Zwischenraum nahezu aus.

Beim Holotyp (Mus. Nac. Hist., Nat., Santiago de Chile) handelt es sich um ein nicht erwachsenes Exemplar, daher ist die Klappe höher als lang; die zentrale Einschaltrippe ist sehr kräftig ausgebildet; nahe dem Ventralrand sind am Holotyp noch die feinen Terciärrippen erkennbar.

V o r k o m m e n : Pliozän (höhere Serie): Caldera (Barranquilla, La Piña); Coquimbo (Estero Culebron); Tongoy (Quebrada Salina).

Chlamys coquimbensis (MÖRICKE)

(Tafel 3, Figur 3, 4)

1896 *Pecten coquimbensis* nov. sp. — MÖRICKE, S. 577, Taf. 13, Fig. 7—10 (Coquimbo, Tertiär).

D i a g n o s e : Schale wenig gewölbt; Klappen höher als lang, etwas ungleichseitig nach vorne gekrümmt; kräftige Ornamentation: Hauptrippen schmäler als die Zwischenräume, zentrale sekundäre Mittelrippen in den Zwischenräumen, tertiäre Einschaltrippen; Hauptrippen und Nebenrippen durch Imbrication der konzentrischen Anwachsstreifen rauh, stachelig, besonders auf den Lateralfeldern und den Ohren.

B e s c h r e i b u n g : Schale mittelgroß, dünn; juvenile Klappen, meist gleichseitig, später nach vorne gekrümmt; Klappen höher als lang; Umriß hoch-oval; Apikalwinkel 85°—90°.

Rechte Klappe sehr schwach gewölbt bis flach mit 18—24—26 Hauptrippen, die meist kurz unterhalb des Wirbels spalten. Hauptrippen dreikantig zugespitzt, schmäler als die Zwischenräume. Zentrale Sekundärrippen schalten sich bereits unmittelbar unter dem Wirbel in die Zwischenräume ein, erreichen jedoch nicht die Stärke der Hauptrippen; beiderseits dieser Sekundärrippen im unteren Drittel der Klappe feine Terciärrippen. Alle Rippen sind durch Anwachsstreifen dicht mit imbricaten Stacheln rauh besetzt; Lateralfeld dicht mit sehr rauhen feinen Radialrippen belegt. Vorderes Ohr: lang, s-förmig gebogen, schräg abfallend mit sehr tiefem Byssalsinus; sichelförmige Anwachsstreifen auf dem vorderen Ohr sehr kräftig, Schloßrand dadurch gesägt; Ohr mit 5—7 schwachen Radialrippen besetzt; hinteres Ohr klein, stumpfwinkelig (110°) schräg abfallend, mit 7—10 stacheligen Rippen.

Linke Klappe nur schwach gewölbt, jedoch stets gewölbter als die rechte Klappe, mit 18—22—23 erhabenen Hauptrippen, schmäler als die Zwischenräume; Hauptrippen spalten sich im adulten Stadium nahe dem Ventralrand bündelartig auf. Zwischenraum mit zentraler Sekundärrippe, der sich beiderseits im unteren Drittel der Klappe 1—2 Tertiärrippen beigesellen; alle Rippen, besonders die feinen, sehr dichten Rippen auf den Lateralfeldern durch die erhabenen, imbricaten Anwachsstreifen stachelig-rauh; vorderes Ohr groß, spitz- bis rechtwinkelig (85°—90°) abfallend, dicht mit 10—13 rauhen Radialrippen besetzt. Hinteres Ohr klein, stumpfwinkelig (110°) schräg abfallend mit 6—8 rauhen Rippen. Schloßrand gerade mit tiefer, dreieckiger nach vorne gekippter Ligamentgrube, die durch kräftige Leisten begrenzt wird; Seitenligamentrinnen sehr schmal; leistenförmige Kardinalzähne, nur parallel und nahe dem Schloßrand ausgebildet. Ctenolium mit 4—6 Zähnen auf

einer verbreiterten Leiste. Auf der Innenseite prägen sich die Hauptrippen als kräftige Rinnen ab; Ventralrand gewellt.

Maße (in mm):		H	L	D
Abgebildete Exemplare:				
Rechte Klappe (1966 IV 14)		116	111	13
Linke Klappe (1966 IV 15)		82	73	11
Diameterindex:				
Linke Klappe	(n = 23)			112
Rechte Klappe	(n = 18)			112,5
Konvexitätsindex:				
Linke Klappe	(n = 18)			14,5
Rechte Klappe	(n = 20)			12,5
Schloßrand . 100/Länge:				
Rechte und linke Klappe	(n = 24)			59,5
Hinteres Ohr . 100/Vorderes Ohr:				
Linke Klappe	(n = 23)			72
Rechte Klappe	(n = 16)			68

Variation: Geringe Schwankungen des Konvexitätsindex sowohl der rechten als auch der linken Klappe treten in Populationen von verschiedenen Lokalitäten auf. Die bündelartige Aufspaltung der Hauptrippen setzt verschieden hoch ein, somit kann bei hohem Aufspaltpunkt eine bedeutende Verbreiterung der Hauptrippen nahe dem Ventralrand eintreten. Von Tongoy (Quebr. Pachingo, Quebr. Salina) sind einige Exemplare vorhanden, die im adulten Zustand ein bevorzugtes Längenwachstum zeigen und somit einen runden bis leicht oval-länglichen Umriß erhalten.

Vorkommen: Pliozän (tiefere und höhere Serie): Caldera (Barranquilla, La Piña, Quebr. Blanca; E Caldera: Co. Lecheros); Quebr. Honda; La Serena (Punta Teatinos, Panamericana km 480); Coquimbo (Quebrada Culebron, Rincon San Martin, Tierras Blancas); Tongoy (Quebr. Pachingo, Quebrada Salina).

Bemerkungen zur *Chl. vidali* — *Chl. hupeanus* — *Chl. coquimbensis*-Gruppe

Wie die nahezu idente Schloßregion mit der Ligamentgrube, den Seitenligamentrinnen und Kardinalcrura zeigt, sind *Chl. vidali*, *Chl. hupeanus* und *Chl. coquimbensis* sehr eng verwandt. Dabei zeigen die beiden allopatrisch vorkommenden Arten *Chl. vidali* und *Chl. hupeanus* untereinander größere Beziehungen als beide zur *Chl. coquimbensis*, die mit ihnen sympatrisch vorkommt. Neben abweichendem Diameterindex (*Chl. vidali* ist meist höher als lang, während *Chl. hupeanus* im adulten Zustand meist die Tendenz zu bevorzugtem Längenwachstum zeigt) unterscheiden sie sich in der Berippung wie folgt: *Chl. vidali* hat bei weniger Hauptrippen, die sich bald unterhalb des Wirbels bündelartig aufzuspalten beginnen, die Tendenz, die breiten Zwischenräume mit Sekundär- und Tertiärrippen auszufüllen, während *Chl. hupeanus* durch breitere Hauptrippen die Zwischenräume verschmälert und so die Sekundär- und Tertiärrippen unterdrückt, d. h. diese feinen Einschaltrippen setzen erst im späteren Wachstumsverlauf ein. Die Hauptrippen bleiben bis nahe dem Ventralrand ungespalten.

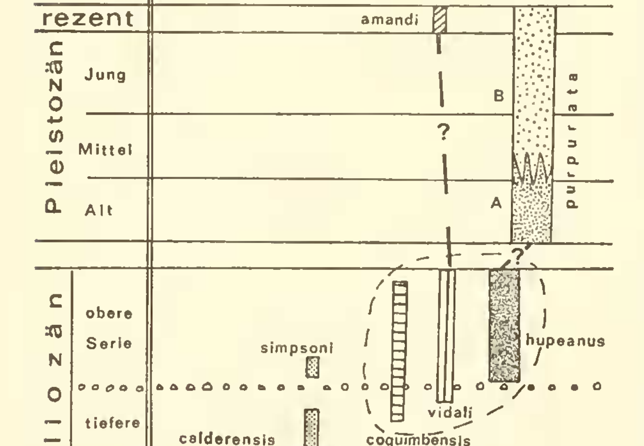


Abb. 41: Stratigraphisches Vorkommen der *Chlamys*-Arten während des Pliozän und Pleistozän bis rezent im Untersuchungsgebiet.
Chlamys purpurata wurde in eine Formengruppe A und eine Formengruppe B (vergl. S. 107) unterteilt. Als Grenze zwischen tieferer und oberer Pliozän-Serie wurde die Sedimentations-Unterbrechung fixiert.

Chl. hupeanus zeigt also gegenüber *Chl. vidali* eine Vereinfachung der Berippung, die besonders bei stratigraphisch hohen Populationen des Pliozän (Quebr. Culebron, Rincon San Martin, Abb. 28, Horizont l) sehr auffällig ist. Die Tertiärrippen sind hier nahezu ganz verschwunden, die Sekundärrippen schalten sich erst im späteren Wachstumsverlauf ein, bei ungespaltenen Hauptrippen. Diese Formen von *Chl. hupeanus* nähern sich in ihrem Berippungstyp sehr stark *Chl. purpurata*, Formengruppe A, aus dem Altpleistozän.

Um eine direkte Entwicklung von *Chl. purpurata* aus der *Chl. hupeanus*-Gruppe beweisen zu können, fehlen noch weitere Übergangsformen aus der Zeit der Regression zwischen Pliozän und Pleistozän.

Chl. coquimbensis zeigt die Tendenz zu ungleichseitigen, nach vorne gekrümmten Klappen. Die Hauptrippen sind immer schmäler als die Zwischenräume, in die sich bereits dicht unter dem Wirbel eine Zentralrippe einschaltet. Als zusätzliche Ornamentation tritt imbricate Stachelbildung auf. Dieses Merkmal stellt ebenso wie eine Rippenvermehrung eine Spezialisierung dar (Davenport, 1900, S. 874). Dieser Formtyp tritt im Pleistozän nicht mehr auf.

Chlamys (Aequipecten) purpurata (LAMARCK)
(Taf. 4, Fig. 1—5)

1819 *Pecten purpuratus* Lamarck — LAMARCK, vol. 6, Teil I, S. 166 (irrtümliche Fundortsangabe: Japan).
1846 *Pecten rudis.* — SOWERBY in DARWIN, S. 254, Taf. 3, Fig. 32, (Coquimbo, Chiloe).
1852 *Pecten purpuratus.* — REEVE, Pecten, Taf. 5, Fig. 25, (Callao, Peru).
1854 *Pecten purpuratus.* — GAY, Band 8, Zoologia, S. 289 (Rezent, Coquimbo).
1887 *Pecten rudis* Sow. — PHILIPPI, S. 211, Taf. 47, Fig. 3, (Abb. von SOWERBY, 1846).
1896 *Pecten rudis.* — MÖRICKE, S. 577.
1922 *Pecten purpuratus* Lam. — BOSWORTH, S. 178, Tafel 25, Fig. 9, (Mancora Tablazos, NW-Peru, Quartär).
1909 *Pecten purpuratus* Lamarck. — DALL, S. 149, Tafel 26, Fig. 5, 6 (Peru, rezent).
1925 *Pecten (Plagioctenium) purpuratus* Lamarck. — HERTLEIN, S. 14, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 4, Fig. 2, 4 (Mexikao, Turtle Bay, Pliozän).
1925 *Pecten (Plagioctenium) cristobalensis* Hertlein, new species. — HERTLEIN, S. 19, Taf. 3, Fig. 1, 25. — (Mexico, Turtle Bay, Ob. Pliozän).
1931 *Pecten (Aequipecten) purpuratus* Lamarck. — GRANT & GALE, S. 207, Taf. 4, Fig. 2a—c (rezent, Coquimbo).
1931 *Pecten (Aequipecten) purpuratus* Lamarck variety cristobalensis Hertlein, — GRANT & GALE, S. 210, Taf. 5, Fig. 2 (Mexico, Turtle Bay, Ob. Pliozän; rezent, Peru).
1959 *Chlamys (Argopecten) purpurata* (Lamarck) 1819. — GRAU, S. 103, Taf. 34 (Peru — Costa Rica, rezent).
1959 *Plagioctenium purpuratum* LAMARCK 1819. — SOOT-RYEN, S. 31 (Rezent, Nord- und Mittelchile).
1961 *Aequipecten (Plagioctenium) purpuratus* (Lamarck). — OLSSON, S. 162, Taf. 19, Fig. 1—1b, (Rezent Chile — Peru; fossil: Pleistozän — Tablazos von N-Peru und Equador).
1967 *Chlamys purpurata.* — HERM & PASKOFF, Tab. 1, S. 587 (Pleistozän bis rezent, Coquimbo)

Gute Beschreibungen dieser Art liegen von GRANT & GALE (1931, S. 207) vor; die Variation wird diskutiert und *Chl. purpurata* gegen die sehr ähnlichen Gruppen von *Aequipecten eboreus — solaroides* des atlantischen — karibischen Raumes sowie gegen *Pecten gibbus* abgetrennt. Es ist zweifelhaft, daß die angeführten pliozänen Variationen dieser Art aus Californien (l. c., 209—212) phylogenetisch verwandt sind mit *Chl. purpurata;* es kann sich um Homöomorphien handeln, die von anderen, miozänen, kalifornischen Gruppen abstammen. Vermutlich ist ein Teil der von HERTLEIN (1925) in Baja California noch als Pliozän bezeichneten Ablagerungen (z. B. Pico Formation) dem Pleistozän zuzurechnen (vgl. VALENTINE 1961, Tab. 15), so daß es sich bei den von HERTLEIN ausgeschiedenen Formen nur um geographische Rassen von *Chl. purpurata* handelt.

Weitere gute Beschreibungen dieser Art geben GRAU (1959, S. 103) und OLSSON (1961, S. 162).

Heute ist *Chl. purpurata* der einzige, aber relativ häufige Pectinidae des höheren Sublitorals der chilenischen — südperuanischen Kaltwasser-Provinz. Erst in Nordperu kommt er zusammen mit zahlreichen Warmwasserformen der panamischen Provinz vor und dringt vereinzelt bis Costa Rica vor. Die südliche Grenze der Verbreitung ist unklar, im allgemeinen wird Coquimbo (30°S) genannt; sicher kommt er bis 33°S vor; vereinzelt wird Concepcion (37°S) als südlichstes Auftreten angegeben. Ausbeutung durch den Menschen hat die Verbreitungsgrenze stark beeinflußt.

Chlamys purpurata zeigt sowohl rezent wie im Pleistozän innerhalb eines geographisch engbegrenzten Bereiches (z. B. in Buchten wie die Bahia Inglesa mit 8 km Durchmesser) eine sehr geringe Variation. Der Polymorphismus der Populationen von verschiedenen, entfernt liegenden, aber gleichalten Lokalitäten ist bereits beträchtlich. Vergleicht man nun die statistisch erfaßten Mittelwerte mehrerer Merkmale von verschiedenen Populationen der rezenten und pleistozänen Ablagerungen miteinander, so weichen sie in einigen Merkmalen voneinander ab. In chronologischer Sicht (von altpleistozänen zu rezenten Formen) zeigt sich keine sprunghafte Abweichung, sondern mehr eine fließende, gerichtete Veränderung.

Die Verteilungskurven der Merkmale von verschieden alten Populationen überlappen sich noch weitgehend. Die kurze Zeitdauer und die gleichbleibenden Bedingungen der Biotope führten wohl noch nicht zu einer evolutionären Differenzierung, zumal die Pelecypoden im allgemeinen ein sehr langsames Evolutionstempo besitzen. Somit ist eine taxionomische Abtrennung der altpleistozänen von den rezenten Formen nicht gerechtfertigt. Trotzdem sollen die abweichenden Merkmale im Vergleich von zeitlich entfernten Populationen (Serena-I-Stufe und rezent) besprochen werden, da sie stratigraphisch verwertbar sind. Einzelne Individuen aus diesen zeitlich verschiedenen Horizonten können in sämtlichen Merkmalen völlig übereinstimmen. Ein Vergleich der Mittelwerte von Populationen läßt jedoch stets die Unterschiede erkennen.

Vergleich der Merkmale von *Chl. purpurata*-Formengruppe A (Altpleistozän) mit *Chl. purpurata*-Formengruppe B (rezent):

Größe, Form, Umriß der Klappen, Diameterindex, Apikalwinkel, Zahl der Hauptrippen, Rippenform, Schloßrand im Verhältnis zur Länge, Form und Größe der Ohren, Verhältnis hinteres Ohr zu vorderem Ohr, Form und Größe der Ligamentgrube, Cardinalzähne und Seitenligamentgruben sind in beiden Formgruppen gleich bzw. bewegen sich innerhalb derselben Variationsbreite.

Unterschiede dagegen bestehen:

1. Konvexitätsindex: Die Populationen der altpleistozänen Formengruppe A zeigen stärker ge-

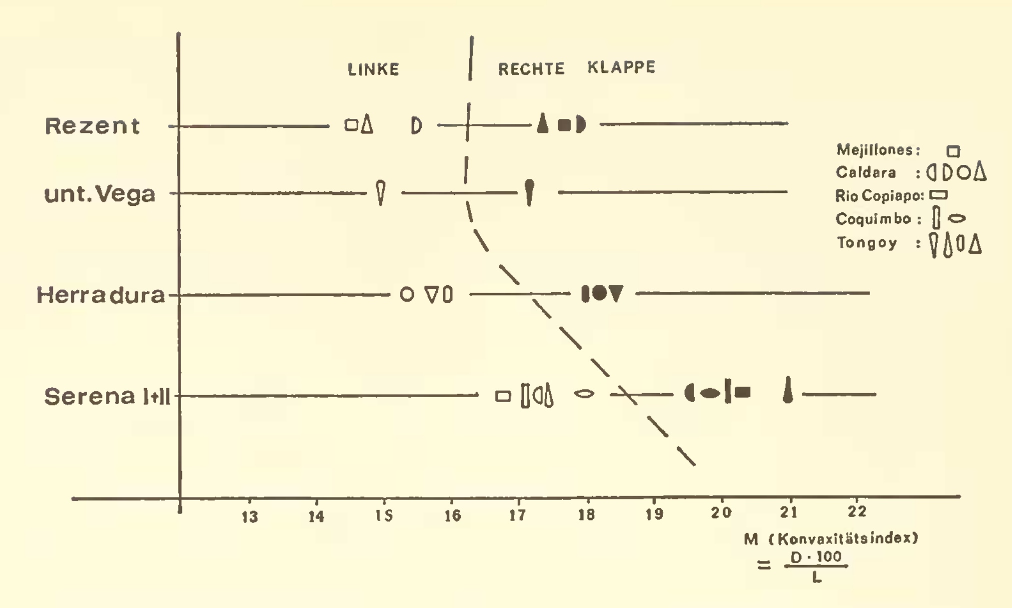


Abb. 42: Vergleich der Mittelwerte des Konvexitätsindex von verschiedenen Populationen von *Chlamys purpurata* aus dem Pleistozän, Holozän und rezent;
Serena-I+II: *Chlamys purpurata* Formengruppe A;
Herradura — rezent: *Chl. purpurata* Formengruppe B.

wölbte rechte sowie linke Klappen; während bei der Formengruppe A die rechte Klappe noch mäßig gewölbt ist, treten bei der Formengruppe B bereits nahezu flache rechte Klappen auf. Die linken Klappen der Formengruppe B zeigen bereits in der Wirbelregion eine Abflachung. Dieses Merkmal verschiebt sich während des Pleistozän gleichmäßig und gleichsinnig. Eine Volumenänderung der Visceralmasse durch die gleichzeitige Verflachung der rechten und linken Klappe bei gleichbleibendem Durchmesser ist physiologisch schwer zu erklären. Die Abb. 42 zeigt diese einseitig gerichtete Entwicklung. Gleichzeitig zeigt die Abb. 42 die Variation der Mittelwerte einzelner Populationen von verschiedenen Lokalitäten.

2. Einschaltung von Sekundärrippen: Bei *Chl. purpurata* schalten sich in die Zwischenräume, die meist schmäler sind als die Rippen, sehr feine, dem Ventralrand zu kräftiger werdende Sekundärrippen ein, die aus dichten schuppigen Erhöhungen von konzentrischen Anwachsstreifen hervorgehen und diese imbricate Schuppung bis zum Ventralrand beibehalten. Das Einsetzen der Sekundärrippen im Laufe des Wachstums erfolgt bei der Formengruppe A früher als bei der Formengrup-

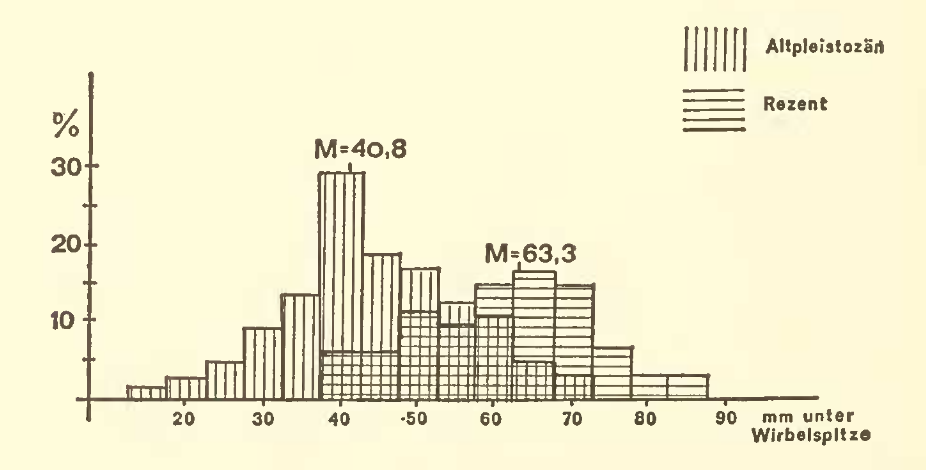


Abb. 43: Histogramm des Merkmales: Einschalthöhe der Sekundär-Rippen in mm unter der Wirbelspitze für 2 Populationen von *Chlamys purpurata* (M = Mittelwert);
Altpleistozän: Rio Copiapo, Quebr. El Pimiento: *Chl. purpurata* Formengruppe A;
Rezent: Bahia Inglesa: *Chl. purpurata* Formengruppe B.

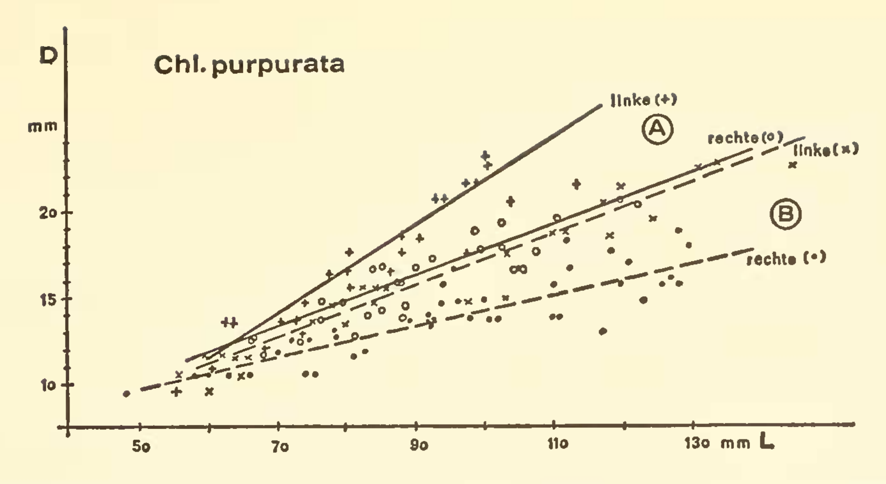


Abb. 44: Verhältnis der Konvexität (D) zur Länge der Klappen (L) bei *Chlamys purpurata* Formengruppe A im Vergleich mit *Chlamys purpurata* Formengruppe B; Werte für rechte und linke Klappen getrennt eingetragen. Die stärkere Konvexität der Klappen der Formengruppe A ist offensichtlich. Die rechten Klappen der Formengruppe A sind im Mittel etwas stärker konvex als die linken Klappen der Formengruppe B.

pe B. Die Sekundärrippen füllen den schmalen Zwischenraum meist ganz aus. Der Punkt des Einsetzes liegt bei der Formengruppe A näher am Wirbel (siehe Abb. 43). Während bei der Formengruppe A nahezu alle Exemplare am Ventralrand Einschaltrippen zeigen, es bei 5 % der Individuen sogar zur Ausbildung von Tertiärrippen beiderseits der Sekundärrippen kommt, zeigen 47 % der Individuen der Formengruppe B im adulten Stadium am Ventralrand keine Sekundärrippen-Einschaltung.

Diese Merkmalsänderung stimmt überein mit der Gesamtentwicklung der Berippungsvereinfachung von *Chlamys* seit dem Pliozän (s. S. 106).

3. Rippenzahl auf den Ohren: Die Exemplare der Formengruppe A zeigen auf dem vorderen Ohr bei relativ kleinem Byssalfeld, das nur mit s-förmigen Anwachsstreifen versehen ist, 6—8 kräftige Rippen; das hintere Ohr 8—13 feinere Rippen (M [n = 52]: 9,6 Rippen). Bei der Formengruppe B ist das Byssalfeld groß und das vordere Ohr zeigt 5—7 kräftige Rippen, während das hintere Ohr nur 6—9 z. T. sehr feine Rippen aufweist (M [n = 56]: 8,1 Rippen).

Diese erwähnten Merkmale treten besonders ausgeprägt bei adulten Exemplaren auf.

Maße:	Formengruppe A (Population Serena I, Rio Copiapo)		Formengruppe B (rezent, Bahia Inglesa, Playa de los Hornos, Mejillones)	
Diameterindex:				
Rechte Klappe:	(n = 51)	90,9	(n = 51)	91,0
Linke Klappe:	(n = 42)	91,8	(n = 68)	91,6
Rippenzahl M:		22,3		22,1
Apikalwinkel M:		116,5°		118°
Konvexitätsindex:				
Rechte Klappe:	(n = 51)	16,7	(n = 49)	14,8
Linke Klappe:	(n = 42)	20,1	(n = 68)	17,4
Schloßrand . 100/ Länge:	(n = 78)	53,1	(n = 55)	55,7
Hint. Ohr . 100/ Vord. Ohr:				
Rechte Klappe:	(n = 42)	93,1	(n = 38)	93,9
Linke Klappe:	(n = 58)	94,2	(n = 32)	94,0

Vorkommen:

Chlamys purpurata Formengruppe A: in sämtlichen altpleistozänen (Serena I + II) Terrassenauflagerungen in den behandelten Gebieten.

Formengruppe B: in sämtlichen mittel- und jungpleistozänen sowie holozänen Ablagerungen des untersuchten Gebietes.

Anomiacea RAFINESQUE, 1815
Anomiidae RAFINESQUE, 1815
Anomia LINNE, 1758

Anomia alternans SOWERBY
(Tafel 5, Fig. 4, 5)

1846 *Anomia alternans* — SOWERBY in DARWIN, S. 252, Taf. 2, Fig. 25 (Coquimbo).
1887 *Anomia alternans* SOW. — PHILIPPI, S. 216, Taf. 55, Fig. 12 (Abb. nach SOWERBY) (Coquimbo, Caldera).
1896 *Anomia alternans* SOW. — MÖRICKE, S. 576 (Caldera, Coquimbo).

Beschreibung: Schale mit stark wechselndem Umriß, langoval bis hochoval, z. T. gelappt und gewellt; Ventralrand oft flügelartig verlängert; Schale meist dünn, perlmutterschichtig, nicht schließend.

Rechte, angeheftete Klappe: flach und verstärkt, un-

regelmäßig im Umriß; Oberfläche dem Substrat angepaßt. Ornamentierung sehr oft fehlend; vor dem Dorsalrand eine seichte, halbrunde, gezähnelte Einbuchtung als Byssusaustritt; am Dorsalrand eine breite, verstärkte Ligamentplatte. Im Innern, subcentral, ein kräftiger Muskeleindruck.

Linke, freie Klappe: Stärker gewölbt als die rechte Klappe; oft mit ausgeprägten und stark gekrümmten Wirbeln, Umriß unregelmäßig, gelappt. Dorsalrand nur schwach verbreitert; unter der eingekrümmten Wirbelspitze eine tiefe Ligamentgrube mit spangenartigen, verkalkten Stützelementen für das Ligament, die halbmondförmig in das Innere hereinragen; unmittelbar vor der Ligamentgrube einen kleinen runden Muskeleindruck. Subcentral auf einem größeren Feld drei weitere Muskeleindrücke; ein größerer höher, darunter zwei kleinere, von denen der posterior gelegene dem Adductormuskel entspricht. Oberfläche der linken Klappe stark gewellt und mit zahlreichen (35—44—60) Radialrippen, unregelmäßig in Stärke und Verlauf wellenförmig, durch konzentrische Anwachsstreifen stark schuppig und zu Dornen ausgezogen. Meist sind einige Radialrippen stärker ausgebildet und wechseln mit 1—4 schwächeren Einschaltrippen ab. Die Abstände zwischen den Hauptrippen und den Einschaltrippen sind sehr unterschiedlich, stark abhängig vom Umriß und der Oberflächenform. Dieses Merkmal der abwechselnden Radialrippen ist sehr variabel und besonders bei höher gewölbten Klappen stärker ausgebildet. Innerhalb einer Population sind jedoch immer einige sehr typische Formen mit diesem Artmerkmal anzutreffen.

Maße (in mm):

linke Klappe	H	L	D
(n = 26)	30—51,6—70	34—52,4—75	8—16,1—34

Diameterindex (linke Klappen): (n = 27) 97,5
Konvexitätsindex (linke Klappen): (n = 31) 31,9
Rippenzahl: (n = 38) 44

Bemerkungen: Die im nördlichen Peru rezent vorkommende *A. peruviana* D'ORB. hat nach den Angaben verschiedener Autoren (OLSSON, 1961, S. 177, Taf. 24, Fig. 2; KEEN, 1958, S. 80, Fig. 152; GRANT & GALE, 1931, S. 240, Taf. 12, Fig. 2) ebenfalls eine sehr variable Ornamentierung. Die kräftig ausgeprägten Rippen und die typische Einschaltung von schwächeren Zwischenrippen jedoch unterscheidet die pliozäne, chilenische *A. alternans* SOW. von der bereits im Pliozän in Baja California, Mexico und rezent von Californien bis Peru verbreiteten *A. peruviana* D'ORB.

Vorkommen: Caldera (Quebrada Blanca, La Piña, E Panamericana); Chañaral de Azeitunas; La Serena (Punta Teatinos); Coquimbo (Quebrada Culebron, Panamericana S Coquimbo).

Anomia atacamensis n. sp.

(Taf. 5, Fig. 1—3; Taf. 6, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 5)

Derivatio nominis: Nach der Lage des locus typicus in der Provinz Atacama, Nordchile.

Locus typicus: Bucht N La Piña und S der Punta Cabeza de Vaca, nördlich Caldera, Provinz Atacama, Nordchile.

Diagnose: Eine Art der Gattung Anomia s. str. mit großen Klappen, gleichmäßigen, längsovalen bis kreisrunden Umriß, nur schwach gewölbter linker Klappe und mit deutlicher Ornamentierung durch sehr zahlreiche Radialrippen.

Material: Holotypus: linke Klappe (Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 1966 IV 20); Paratypen: 19 linke Klappen und 8 rechte Klappen.

Beschreibung: Schalen groß mit langovalem bis kreisrundem Umriß, gleichmäßig, dick, blättrig-perlmutterschichtig; Umriß der Klappen gleichmäßig, nicht schließend, Oberfläche gewellt.

Rechte oder angeheftete Klappe: flach, dick und meist stark unregelmäßiger, welliger Oberfläche, dem Substrat angepaßt und durch Wülste und Leisten eng mit ihm verzahnt. Ornamentierung mit Radialrippen selten und nur an den freien Teilen der Klappe erkennbar; Anheftung mit einem verkalkten Byssus, der durch eine halbrunde, gezähnelte Einbuchtung nahe dem schwach ausgebildeten Wirbel austritt. Am Dorsalrand verstärkte Ligamentplatte; hinterer Teil des Dorsalrandes leicht geöffnet; im Innern, subcentral ein halbkreisförmiger, kräftiger Eindruck des Adductor-Muskels.

Linke oder freie Klappe: Stärker gewölbt mit gleichmäßigem Umriß und deutlichem Wirbel, gleichseitig; Dorsalrand gerundet; unter dem leistenartig verbreiterten Dorsalrand (unter der Wirbelspitze) eine halbmondförmige, tiefe Ligamentgrube mit 2 in das Innere divergierenden, verkalkten Stützspangen; Ligamentgrube mit kleinen, knopfartigen unregelmäßigen Verdickungen zur besseren Anheftung des Ligamentes, 4 Muskeleindrücke: 3 subcentral (der untere, posterior gelegene stellt den Eindruck des Adductormuskels dar) und ein kleiner, aber kräftiger Muskeleindruck unter dem Dorsalrand schräg vor der Ligamentgrube. Oberfläche der linken Klappe durch konzentrische Anwachsstreifen unregelmäßig schuppig wulstig gefältelt. Zahlreiche Radialrippen (M = 89; Holotyp = 96), leicht gewellt, in gleichmäßigen Anständen zueinander. In den Zwischenräumen schalten sich ventralwärts stets neue Radialrippen ein, die aber rasch die gleiche Stärke wie die älteren Rippen erreichen.

Maße (in mm):

	H	L	D
Holotypus (1966 IV 20)	98	109	19
Paratypen:			
linke Klappen (n = 17):	63—85,2—128	70—95,6—143	11—19—44
rechte Klappen (n = 8)	43—61—91	43—64—93	4—9—12
Diameterindex (linke Klappen):		89,2	
Konvexitätsindex: linke Klappen:		19,8	
rechte Klappen:		11,5	

Bemerkungen: Diese neue Art unterscheidet sich von *A. alternans* Sow. in folgenden Merkmalen: Größe; gleichmäßiger, subovaler Umriß; flachere Wölbung der linken Klappe; größere Anzahl von gleichmäßigen Radialrippen.

Von der rezenten Art *A. peruviana* D'Orb. (vgl. Ollson, 1961, S. 177) unterscheidet sie sich durch Größe und stets vorhandener Berippung. Die Art der Berippung ist sehr ähnlich der rezenten Art *Pododesmus foliatus* (Brod.) (vgl. Ollson, 1961, S. 178, Taf. 24, Fig. 3).

A. atacamensis tritt zusammen mit *Ostrea maxima* Hup. und *Patella fuenzalidai* n. sp. auf; Koloniebildung und massenhafte Anheftung an Individuen der gleichen Art konnte nicht beobachtet werden.

Stratum typicum: Basalschichten der Pliozänserie.

Ostreina FERRUSAC, 1822
Ostreacea RAFINESQUE, 1815
Ostreidae RAFINESQUE, 1815

Ostrea LINNE, 1758

Allgemeine Bemerkungen: Wegen der großen Standortsvariabilität, der Armut an Merkmalen und des oft schlechten Erhaltungszustandes werden die fossilen Ostreiden von einem Großteil der Autoren als eine schwer bestimmbare Gruppe angesehen, der nicht viel stratigraphische Aussagekraft beizumessen ist.

Wird jedoch bereits im Aufschluß bei der Fossilentnahme eine genügend große Population derselben Art und zwar sowohl Individuen, die dichtgepackt in Kolonien lebten, als auch freigewachsene Individuen, die meist randlich der Kolonie auftreten, vermessen und miteinander verglichen, so lassen sich wichtige Hauptmerkmale erkennen, die trotz großer Variationsbreite zur taxionomischen Abgrenzung herangezogen werden können, zumal wenn die frühontogenetischen Stadien (Prodisoconch) mitberücksichtigt werden (vgl. Ranson in Lecointre 1952, S. 24). So erweisen sich meist die Ostreiden neben guten ökologischen Indikatoren auch als stratigraphische wertvolle Fossilien (vgl. Olsson, Harbison, Fargo & Pilsbry, 1953).

Folgende Merkmale sind nach der Ermittlung der Variationsbreiten nicht so sehr für sich alleine, sondern vielmehr in ihrer Zusammenschau mit anderen Merkmalen für die taxionomische Abgrenzung zu verwenden:

1. Allgemeine Form und Wachstumstendenz (die Wachstumstendenz ist besonders bei Exemplaren mit nur kleiner Anheftungsfläche und sonst freiem Wachstum zu erkennen: langgestreckt, breit-oval, halbrund-gekrümmt; Schalen flach oder stark vertieft etc.);
2. Form und Drehung der Cardinalregion;
3. Gestalt der Ligamentgrube;
4. Berippung; Form und Art sonstiger Skulpturelemente;
5. Anwesenheit und Position von Zähnelungen am inneren Schalenrand;
6. Lage und Form des Adductormuskel-Eindruckes;
7. Aufbau und Feinstruktur der Schale.

Ostrea (Ostrea) ferrarisi D'ORBIGNY
(Tafel 6, Fig. 4; Tafel 7, Fig. 1)

1842 *Ostrea Ferrarisi* — D'Orbigny, S. 134, Taf. 7, Fig. 17, 18.
1842 *Ostrea Alvarezi* — D'Orbigny, S. 134, Taf. 7, Fig. 19.
1887 *Ostrea Alvarezi* D'Orb. — Philippi, S. 214, Taf. 48, Fig. 6, 7 (Fig. 7 nach D'Orbigny) (Coquimbo).
1887 *Ostrea Ferrarisi* D'Orb. — Philippi, S. 214, Taf. 48, Fig. 5 (nach D'Orbigny) (Coquimbo).
1887 *Ostrea tenuis* Ph. — Philippi, S. 214, Taf. 47, Fig. 6a, (Coquimbo).
1896 *Ostrea Alvarezi* D'Orb. — Möricke, S. 574 (Coquimbo).
1967 *Ostrea ferrarisi* Phil. — Herm, Paskoff & Stiefel, S. 23, (Tongoy).
1967 *Ostrea ferrarisi* D'Orb. — Herm & Paskoff, S. 584 (Coquimbo, Tongoy).

Beschreibung: Schale mittelgroß, Umrisse dreieckig, oval oder rund, meist halbmondförmig nach rückwärts, seltener nach vorwärts gekrümmt, wobei der Hinterrand lappenförmig verlängert wird. Exemplare aus Kolonien zeigen mehr runden Umriß bei vertiefter linker Klappe. Schale meist dünn, nur bei Anheftung auf kleinen, instabilen Objekten (Gastropoden-Gehäusen, kleinen Geröllen etc.) vielschichtig und meist den Rändern zu stark verdickt.

Linke Klappe: Vertieft und meist stark gekrümmt, wobei der ventrale Teil des Hinterrandes lappenförmig verlängert ist und sich verflacht (Taf. 7, Abb. 19, D'Orbigny, 1842). Wirbel stark eingebogen; Ligamentfeld verlängert und ebenfalls eingebogen, zugespitzt. Ligamentgrube breit, die Hälfte des Ligamentfeldes einnehmend und von 2 mäßig erhabenen Wülsten begrenzt; Ligamentfeld mit Anheftungsleisten quergerippt. Innerer Vorder- und Hinterrand

meist fein gezähnelt; Ventralrand meist glatt und nur schwach gewellt. Oberfläche z. T. glatt und nur mit konzentrischen Anwachslamellen versehen, z. T. (besonders bei freiem Wachstum) mit kräftigen Radialrippen von wechselnder Zahl (12—25) ornamentiert. Die wulstförmigen Rippen (vgl. O. *alvarezi*, in PHILIPPI 1887, Taf. 48, Fig. 6) berühren sich gegenseitig und bilden mit den konzentrischen Anwachsstreifen kräftige Höcker. Kräftige, ovale Adductormuskel-Eindrücke nahe dem Vorderrand.

Rechte Klappe: flach bis leicht vertieft; im Umriß meist oval-rund, Ligamentfeld breit und entsprechend der Grube auf der linken Klappe konvex erhaben. Innenrand nahe des Ligamentfeldes fein gezähnelt.

M a ß e (in mm):	H	L	D
Mittelwert (Coquimbo: n = 35):	61,0	54,5	23,5
Diameterindex: (H.100/L):			
Linke Klappe:	Caldera (n = 24):		110,0
	Coquimbo (n = 27):		112,1

B e m e r k u n g e n : Diese in den pliozänen Vorkommen Mittel- und Nordchiles verbreitete *Ostrea* variiert je nach Standort sehr stark und wurde von den früheren Autoren je nach Erscheinungstyp verschieden benannt. Die Beschreibung und Abbildung von D'ORBIGNY (1842) als O. *ferrarisi* bringt die entscheidenden Merkmale (außer der Skulptur) zum Ausdruck: Tendenz zu stark gekrümmtem Wirbel und die damit verbundene Krümmung des dreieckigen Ligamentfeldes; Breite der Ligamentgrube; halbrunder Umriß und lappenförmige Verlängerung des Hinterrandes, Zähnelung am Innenrand etc. Die typische Skulptur an freigewachsenen Exemplaren zeigt O. *alvarezi* (PHILIPPI, 1887, Taf. 48, Fig. 6).

Die Beschreibung von O. *remondi* (PHILIPPI, 1887, S. 214, Taf. 48, Fig. 4) ist ungenügend; die angegebenen Merkmale fallen in die Variationsbreite von Kolonie-Exemplaren der O. *ferrarisi*. Die Beschreibung von MÖRICKE (1896, S. 575) zu O. *remondi* ist nichtssagend. Das abgebildete Exemplar zeigt keine typischen Unterscheidungsmerkmale, so daß es sich wohl um eine linke Klappe von O. *transitoria* handelt. Die von PHILIPPI (l. c. S. 214, Taf. 47, Fig. 6a) beschriebene O. *tenuis* ist eine durch gedrängtes Wachstum in einer Kolonie mit beschränkter Anheftungsfläche stark eingeengte und daher übertiefte linke Klappe von O. *ferrarisi*.

Ostrea (Ostrea) longiuscula HUPE
(Taf. 7, Fig. 2—4)

1854 *Ostrea longiuscula*. — HUPE in GAY, S. 282, Taf. 5, Fig. 3 (Malacologia), (Coquimbo).
1854 *Ostrea rostrata*. — HUPE in GAY, S. 283, ohne Abb. Coquimbo.
1887 *Ostrea rostrata* HUPE. — PHILIPPI, S. 213, ohne Abbildung.

B e s c h r e i b u n g : Schale mittelgroß, hoch gestreckt, schmal, meist gerade oder nur schwach gebogen; Vorder- und Hinterrand weitgehend parallel. Schale nicht sehr dick, Unebenheiten des Substrates prägen sich bis in das Innere der Schale durch. Struktur der Schale blättrig kompakt.

Linke Klappe: Flach, aber tiefer als rechte Klappe; Wirbel langgestreckt, in eine Spitze auslaufend; Schale vom Prodisoconch ausgehend im Frühstadium sehr oft gebogen, die Anheftungsfläche vergrößernd, im weiteren Verlauf des Wachstums jedoch gerade, gestreckt; Ventralrand wellig gerundet; Ligamentfeld hoch, im Frühstadium leicht gebogen, später gerade gesteckt, dreieckig mit breiter, konkaver seichter Ligamentgrube, beiderseits von 2 schmalen Wülsten begleitet; am Vorder- und Hinterrand des Ligamentfeldes vorstehende, lamellöse Schalensubstanz, dicht mit feiner Zähnelung besetzt. Ligamentfeld durch kräftige Anheftungsleisten quergerippt. Innerer Vorder- und Hinterrand der Klappe fein gezähnelt. Im Innern der Klappe dicht unter der Mitte und nahe dem Vorderrand kräftiger Adductormuskeleindruck. Oberfläche der Klappe unregelmäßig, blättrig durch ungleichmäßige, konzentrische Anwachsstreifen. Unterschiedlich stark ausgeprägte Radialberippung; besonders an freiwachsenden Exemplaren verlaufen kräftige (15—30), dreieckige-kantige Radialrippen geschwungen zu den Seitenrändern und zum Dorsalrand, mit blättrigen, konzentrischen Anwachsstreifen, an den Überschneidungspunkten schuppig, hoch zu Dornen ausgezogen; Ränder der Klappe wenig gefältelt, nur schwach gewellt.

Rechte Klappe: Sehr flach, schwach gewellt; Ligamentfeld entsprechend der Ligamentgrube auf der linken Klappe mit einem breiten, konvex gewölbten Mittelteil, seitlich zwei schmale Furchen. Ligamentfeld am Vorder- und Hinterrand von vorstehender, blättriger Schalensubstanz begrenzt mit feiner Zähnelung. Oberfläche meist ohne Berippung, kräftige konzentrische Anwachslamellen. Innenrand nur schwach gezähnelt, meist glatt. Kräftiger Muskeleindruck nahe dem Vorderrand.

M a ß e (in mm):	H	L	D
Mittelwert (Tongoy, n = 25)	94,2	49,3	18,5
Diameterindex = H/L . 100 = 195			

B e m e r k u n g e n : Bei der von HUPE in GAY (1854, Taf. 5, Fig. 3) abgebildeten O. *longiuscula* handelt es sich wohl um ein Fossil, wenn es auch nicht gesondert vermerkt wurde. Diese Form findet sich rezent nicht mehr an der chilenischen Küste. O. *rostrata*,

als Fossil bezeichnet, wurde nicht abgebildet, stimmt jedoch in der Beschreibung mit der Abbildung von O. *longiuscula* vollkommen überein, so daß sie hier in die Synonymie gestellt werden.

Exemplare, die innerhalb einer Kolonie keine Möglichkeit der freien Entfaltung des bevorzugten langgestreckten Wachstums hatten, sind meist gekrümmt und können mit O. *ferrarisi* verwechselt werden, zumal wenn keine Radialrippen ausgebildet wurden.

Bei freier Entfaltung ist der hohe, gestreckte Umriß, das lange, gerade und spitz ausgezogene Ligamentfeld, die Radialberippung und die feine Zähnelung seitlich der Ligamentgrube ein gutes Unterscheidungsmerkmal.

Ostrea (Ostrea) transitoria HUPE
(Tafel 7, Fig. 5—6)

1854 *Ostrea transitoria.* — HUPE in GAY, S. 283, Taf. 4 (Conquiliologia), Fig. 3, Coquimbo.

1887 *Ostrea transitoria* Hupé. — PHILIPPI, S. 213, Taf. 49, Fig. 9 (nach HUPE), Coquimbo, Caldera.

1896 *Ostrea transitoria* HUP. — MÖRICKE, S. 576, Taf. 12, Fig. 1, (Coquimbo, Caldera).

B e s c h r e i b u n g : Schale groß, so hoch wie lang oder länger als hoch; Umriß angenähert dreieckig; Schale dick von fester, blättriger Struktur; Wirbel gerade oder schwach gebogen.

Linke Klappe flach, aber tiefer als rechte Klappe; Dorsalrand sehr kräftig, breit; Ligamentfeld hoch, dorsalwärts dreieckig zugespitzt, in der Mitte mit breiter, seichter konkaver Einwölbung; seitlich von je einer tiefen Furche begrenzt, die sich posterior fortsetzt. Innenrand, besonders nahe dem Dorsalrand fein gezähnelt (ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zu der der Untergattung *Crassostrea* angehörenden Art O. *(Crassostrea) maxima* HUPE, die in Größe, Form und Habitus sehr ähnlich ist). Klappen an den Rändern gewellt, z. T. mit einem gefurchten Wulst umgeben.

Rechte Klappe meist sehr flach, dreieckig im Umriß, mit breitem, flachem oder leicht konvexem Ligamentfeld; seitlich des Ligamentfeldes und in der Fortsetzung am anterior und posterior Rand deutliche, feine Zähnelung. Oberfläche schwach gewellt mit wulstigen, konzentrischen Anwachsstreifen und sehr feinen, wellenförmigen Radialrippen (Zahl stark schwankend, etwa 20—45, oft ganz fehlend). Im Innern der Klappen je ein breiter, deutlicher Adductormuskeleindruck, dicht unter der Mitte der Schale gelegen.

M a ß e (in mm):	L	H	D
linke Klappe:	116	120	30
rechte Klappe:	110	106	17
Breite des Ligamentfeldes:	42		
Höhe des Ligamentfeldes:	38		

V o r k o m m e n : Pliozän (tiefere Serie): Caldera (La Piña, Punta Cabeza de Vaca); Chañaral de Azeitunas; Coquimbo (Bahia Herradura).

Ostrea (Crassostrea) maxima HUPE
(Tafel 6, Fig. 1, 2)

1854 *Ostrea maxima* — HUPE in GAY, Bd. 8 (Zoologia), S. 282, Taf. 4 (Conquiliologia), Fig. 1 (Coquimbo).

1855 *Ostrea copiapina* — CONRAD in GILLIS, Bd. II, S. 285, (Caldera u. Copiapo).

1887 *Ostrea maxima* HUPE — PHILIPPI, S. 212, Taf. 48, Fig. 1 (Coquimbo, Caldera).

1896 *Ostrea maxima* HUP. — MÖRICKE, S. 575, (Coquimbo, Caldera).

1896 *Ostrea Beneckei* nov. sp. — MÖRICKE, S. 574, Taf. 13, Fig. 1 (Coquimbo).

B e s c h r e i b u n g : Schale groß, höher als lang, meist gerade oder nur schwach gebogen; Schale meist angenähert rechteckig, dick und massiv, von blättriger aber sehr fester Struktur.

Die untere, linke Klappe tiefer als die rechte, obere Klappe; Dorsalrand sehr kräftig und breit, meist gerade; Ligamentfeld sehr breit, schwach vertieft mit zahlreichen Querleisten; dorsalwärts dreieckig zugespitzt, seitwärts durch eine schwache Leiste begrenzt. Klappen an den Rändern flach gewellt ohne Kerben, Leisten und Zähnelung.

Rechte Klappe flach mit gewelltem Umriß; sehr breites gerades Ligamentfeld, meist leicht konvex gewölbt und mit kräftigen Anheftungsleisten quergerippt.

Oberfläche ist unregelmäßig gewellt mit geschlossenen, engen konzentrischen Anwachsstreifen ohne Rippen.

Im Innern beider Klappen ein kräftiger, großer, halbmondförmiger Adductormuskeleindruck, im unteren Drittel der Klappe, nahe dem Dorsalrand gelegen.

M a ß e (in mm):	H	L	D
Linke Klappe:	179	132	54
Höhe des Ligamentfeldes:	43		
Breite des Ligamentfeldes:	47		

Unterscheidungsmerkmale der pliozänen Arten von *Ostrea* in Chile und ihre Verbreitungsgebiete:

	O. ferrarisi	*O. longiuscula*	*O. transitoria*
Allgemeine Form, Umriß, Wachstumstendenz	mittelgroß, tief; rund-länglich; gebogen	mittelgroß, flach; gestreckt-gerade	groß, flach; breit, gerade
Cardinalregion	stark eingekrümmt (meist posterior)	sehr hoch, gestreckt	breit, kräftig und hoch
Ligamentgrube	tief, breit mit 2 schwächeren seitlichen Wülsten	seicht, breit, lang gestreckt, dreieckig mit 2 schwachen Wülsten	breit, seicht, von 2 tiefen, seitlichen Furchen gegrenzt
Berippung	keine oder wenige (12—25), kräftig, gerundet, nahezu ohne Zwischenraum	keine oder 15—30, kräftige, kantige dreieckige Rippen mit Zwischenräumen	keine
Zähnelung	Innenrand, nahe Ligamentfeld fein gezähnelt	seitlich des Ligamentfeldes blättrige Schalensubstanz mit feiner Zähnelung; innerer Vorder- und Hinterrand gezähnelt	innerer Dorsalrand fein gezähnelt

Hayasaka (1960, S. 364) weist bei der großwüchsigen *O. gigas* aus dem Pleistozän von Japan auf die starke Beeinflussung des Standortes auf die Form und den Umriß hin. Die koloniebildenden Exemplare sind langgestreckt, während die einzelnen, auf schlammigem Grund wachsenden Formen kleiner sind und einen runden Umriß zeigen. Neben der räumlichen Beengung wird das Wachstum in der Kolonie bestimmt durch die Ausrichtung nach der günstigen Nahrungs- und O_2-Versorgung.

Auch bei den chilenischen Ostreen zeigt sich stark diese Standortsbeeinflussung; die Erscheinungsform resultiert stets aus einer Überlappung der äußeren Faktoren und der arteigenen Wachstumstendenz.

So zeigen Exemplare aus bankartigen Kolonien gegenüber den randlichen, meist auf Einzelgeröllen und Grobsand siedelnden Einzelexemplaren folgende morphologische Unterschiede:

O. longiuscula: Linke Klappe meist flacher, wenig vertieft, im Umriß unregelmäßig und den Platzverhältnissen angepaßt, bei Entfaltungsmöglichkeit jedoch stets die Tendenz zu langgestreckten Formen. Wird ein kleiner Anheftungsgegenstand, z. B. ein Geröll, umwachsen, so ist die Wölbung der linken Klappe nach innen konvex. Diese Art hat nicht die Möglichkeit, einen kleinen Gegenstand gekrümmt in der Klappenebene zu umwachsen wie es *O. ferrarisi* günstiger bewältigt.

O. ferrarisi: Bei Exemplaren aus Kolonien: Linke Klappe kleiner; mit rundem Umriß, meist stark vertieft; Wirbel stark eingekrümmt. Freigewachsene Exemplare gestreckt — höher, weniger vertieft, im Gesamtbild ähnlich *O. remondi* (Philippi, Taf. 48, Fig. 4).

O. maxima: Bei Koloniebildung: Linke Klappe flacher mit sehr starker Schalenverdickung und zum Ausgleich von Reliefunterschieden der Anheftungsfläche; Tendenz zu langgestreckten Formen.

Durch die oben geschilderten artgegebenen Wachstumstendenzen ergibt sich ein unterschiedliches Auftreten im Küstenbereich.

Ostrea maxima + *O. transitoria:* Felsiger Untergrund oder grobes, gerundetes Blockwerk in der Brandung ausgesetzter Position mit sehr geringer Sedimentation.

z. B. Pliozän — Transgressionsfläche:
Caldera: La Piña, S Punta Cabeza de Vaca;
Chañaral de Azeitunas: Transgressionsfläche auf felsigem Untergrund, SW Ortschaft Chañaral de Azeitunas

O. ferrarisi: Ansiedlung im Schutz von Inseln oder innerhalb kleinerer Buchten oder Flußmündungen bevorzugt auf grobklastischem Untergrund auf Geröllbanken (ϕ 1—5 cm) und Schalenanreicherungen, Grobsanden, die sich mit den gröber-klastischen Lagen verzahnen.

Pliozän: Caldera (S-Ende Bahia Inglesa);
Coquimbo (Estero Culebron, Rincon San Martin; Pta. Teatinos — Praekliff);
Pleistozän: Tongoy (Mündung der Quebrada Salinita);

O. longiuscula: Geschützte Küstenteile, Grobsandlagen mit einzelnen Geröllagen. Schalen oder kleine Gerölle dienen zur ersten Besiedlung, die Kolonie wächst auf den abgestorbenen Artgenossen sehr flach seitwärts über den Grob-Mittelsand hinaus, ohne sich hoch über die Umgebung zu erheben.

Pliozän: Tongoy (Quebr. Pachingo).

Heterodonta NEUMAYR, 1884
Hippuritoidea NEWELL, 1965
Chamacea GRAY, 1823
Chamidae GRAY, 1823
Chama LINNE, 1785

Chama pellucida SOWERBY
(Tafel 5, Fig. 6)

1847 *Chama pellucida* — REEVE, Bd. Chama, Taf. 6, Fig. 32, (rezent, Iquique).

1922 *Chama pellucida* — BOSWORTH, Taf. 25, Fig. 12 (Pleistozän, Mancora Tablazos, Peru).

1959 *Chama pellucida* SOWERBY 1835 — SOOT-RYEN, S. 40 (rezent, Oregon bis Tocopilla).

1961 *Chama pellucida* Sowerby. — OLSSON, S. 225, Taf. 33, Fig. 2, 2a, Taf. 34, Fig. 5 (rezent, Oregon bis Chile).

Bemerkungen: Entsprechend der Lebensweise im Gezeitenbereich bis ca. 15 m Tiefe an felsigen Küsten, die nicht zu stark der Brandung ausgesetzt sind (RICKETTS & CALVIN, 1962, S. 51) finden sich Schalen oder Bruchstücke von *Chama pellucida* besonders angereichert in der Schillfazies. Diese Art besaß im Pliozän eine weitere Verbreitung nach Süden als heute und trat bis Tongoy reich auf.

In den Gipsablagerungen von Mejillones, gebildet in einem hypersalinen Milieu ist ein Massenvorkommen von *Chama* cf. *pellucida*. Vermutlich infolge der extremen Bedingungen (schlammiger Grund und Hypersalinität) sind die Schalen bedeutend kleiner als normal mit stark eingerolltem Wirbel und sehr schwacher Ornamentierung. Die einzelnen Schalen sind meist auf Artgenossen festgewachsen und bilden so bankweise Kolonien.

Vorkommen: Pliozän: Mejillones; Caldera; Chañaral de Azeitunas; La Serena; Tongoy. Altpleistozän: Mejillones; Caldera, Coquimbo; Tongoy. Mittelpleistozän: Caldera; Tongoy. Rezent: Oregon bis Nord-Chile (SOOT-RYEN, 1959, S. 40).

Veneroidea ADAMS & ADAMS, 1958
Lucinina DALL, 1889
Lucinacea FLEMING, 1828
Ungulinidae ADAMS & ADAMS, 1857
Diplodonta BROWN, 1831

Diplodonta inconspicua PHILIPPI
(Taf. 3, Fig. 5—7)

1854 *Diplodonta inconspicua* — HUPE in GAY, S. 357, Taf. 8 (Malacologia), Fig. 4 (rezent, Chiloe).

1854 *Diplodonta Phillippii* — HUPE in GAY, S. 357, Taf. 8, (Malacologia), Fig. 5 (Chiloe).

1959 *Diplodonta inconspicua* PHILIPPI 1845 — SOOT-RYEN, S. 43, (rezent) (Tocopilla-Golfo Corcovado).

Bemerkungen: Diese typische Form des südlichen Teils der peruanischen Faunenprovinz stimmt im Umriß sehr gut mit *D. orbella* GOULD (abgebildet bei KEEN, 1958, S. 103, Fig. 209) überein. In der Ornamentation, im Höhen/Längen-Verhältnis, im Diameterindex sowie im Schloß ist *D. inconspicua* sehr ähnlich der panamischen Form *D. suprema* OLSSON (OLSSON, 1961, S. 201, Taf. 32, Fig. 2). Unterschiede: Bei *D. inconspicua* fällt der vordere Dorsalrand steiler ab als der mehr gerundete hintere Dorsalrand; Wirbel vorstehend und stärker nach vorne gekrümmt; im allgemeinen ist *D. inconspicua* kleiner als die oben genannten Formen.

Vorkommen: Altpleistozän: Caldera. Mittelpleistozän: Mejillones, Caldera, La Serena, Coquimbo, Tongoy. Rezent: Tocopilla bis Golfo Corcovada (SOOT-RYEN, 1959).

Cardiacea GOLDFUSS, 1820
Cardiidae GOLDFUSS, 1820

Laevicardium SWAINSON, 1840

Laevicardium (Mexicardia) procerum domeykoanum (PHILIPPI)
(Tafel 8, Fig. 1, 2)

1887 *Cardium Domeykoanum* Ph. — PHILIPPI, S. 178, Taf. 39, Fig. 3 (Coquimbo, Tertiär).

? 1887 *Cardium Bolivianum* Ph. — PHILIPPI, S. 179, Taf. 53, Fig. 6, (Quartär, Mejillones ?).

Holotyp: Mus. Hist. Nat. Stgo.: nicht auffindbar.

Beschreibung: Gehäuse groß, gleichklappig, schwach ungleichseitig, schließend; Umriß oval, etwas länger als hoch; Klappen stark konvex, nach hinten steiler abfallend; Dorsalrand gerundet mit hohem, stark hervortretendem Wirbel; Wirbelspitze prosogyr bis orthogyr, etwas vor der Mitte gelegen; Vorderrand im stumpfen Winkel an den stark gebogenen Dorsalrand angrenzend, hinterer Dorsalrand etwas länger als der vordere, schwach gerundet. Skulptur

aus zahlreichen (31—35), kräftigen Radialrippen, die von sehr schmalen, tiefen Rinnen getrennt sind (Breite der Rippen: Breite der Rinnen = 3:1). Rippen symmetrisch, kantig zugespitzt oder abgeplattet. Konzentrische Anwachsstreifen deutlich, besonders in den Rinnen; über den Rippen in Abständen lamellös erhoben. Rippen zum Vorder- sowie Hinterrand zu schmäler, aber höher.

Innenseite mit radialen Rinnen, die den Rippen der Außenseite entsprechen, dem Ventralrand zu sich stark vertiefen und verbreitern; dadurch werden die Rippen auf der Innenseite nahe dem Rand zugespitzt; Innenrippen dem Ventralrand zu mit einer seichten Rinne; Ventralrand entsprechend gezähnelt. Muskeleindrücke sehr deutlich, etwa gleichgroß.

Schloß kräftig mit zwei Kardinalzähnen in jeder Klappe, wobei der rechte hintere und der linke vordere sehr groß und kräftig ausgebildet sind. Lateralzähne kräftig und in beiden Klappen in gleichen Abständen von der Mittellinie des Schlosses.

Linke Klappe: 2 a groß, spitz, hakenförmig, etwas vor der Wirbelspitze; 4 b klein, geneigt, kurz, von 2 a durch eine tiefe, dreieckige Grube, die direkt unter der Wirbelspitze liegt, getrennt. A II sehr kräftig und spitz, dem Wirbel zu etwas länger ausgezogen mit einem kleinen Seitenhöcker; auf der Innenseite, im gleichen Abstand von der Mittellinie eine sehr tiefe Grube des A I, die durch einen in den Innenraum der Schale vorspringenden verstärkten Rand umrahmt wird. P II schwach, spitz, zur Mitte des Schlosses in eine schwache Leiste ausgezogen, auf dem hinteren Dorsalrand von der tiefen Grube des P I begleitet.

Hinterrand der Schalen durch starke Rippen und Rinnen sehr kräftig gezähnelt.

Maße:		H	L	D
min.:		62	63	26
max.:		126	128	53
Diameterindex:	96,8			
Konvexitätsindex:	40,7			

Unterscheidungsmerkmale: Rippenzahl 31—35; gerade, leicht dreieckige zugespitzte Rippenform, Klappen etwas länger als hoch.

Bemerkungen: Bei dem Holotyp von Philippi beschrieben und abgebildet, handelt es sich um den Steinkern eines kleinen, juvenilen Exemplares, hierdurch wird eine geringere Rippenzahl vorgetäuscht. Bei den von D'Orbigny (1842) aus Coquimbo beschriebenen Exemplaren von *Cardium auca* handelt es sich wohl um *L. procerum domeykoanum* Phil. *Cardium auca* ist eine auf die Oberkreide beschränkte Art. Die Exemplare aus der tieferen Pliozänserie von der Bucht Herradura sind meist klein infolge einer postmortalen Korngrößensortierung.

Vorkommen: Pliozän: Coquimbo (Herradura-Bucht, Estero Culebron); Tongoy (Quebrada Salina Grande); Caldera (Quebrada Blanca).

Laevicardium (Mexicardia) procerum grande (PHILIPPI)

(Tafel 8, Fig. 3, 4)

1887 *Cardium grande* Ph. — Philippi, S. 177, Taf. 39, Fig. 6, Tertiär, Guayacan.
1967 *Cardium grande* Phil. — Herm, Paskoff & Stiffel, S. 23.
1967 *Laevicardium grande* — Herm, Paskoff, Tab. I, S. 587.

Holotyp: Stark beschädigter, doppelklappiger Steinkern mit Schalenresten: Mus. Nac. Hist. Nat. Stgo.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, dickschalig, gleichklappig, ungleichseitig, schließend. Umriß schwach hoch oval, etwas höher als lang. Klappen stark konvex, hinten steil abfallend.

Dorsalrand gerundet mit hohem, stark hervortretendem Wirbel; Wirbelspitze orthogyr, etwas vor der Mitte gelegen; hinterer und vorderer Dorsalrand schwachgerundet.

Skulptur aus zahlreichen (25—29), kräftigen Radialrippen, die durch sehr schmale, tiefe Rinnen getrennt sind. Rippen asymmetrisch kantig zugespitzt, wobei die längere, schräg geneigte Flanke der Rippe am vorderen Teil der Klappe nach vorne weist, im hinteren Teil der Klappe nach hinten gerichtet ist. Nur im Mittelfeld der Klappen sind die Rippen schwach abgeplattet. Rinnen ebenfalls asymmetrisch, kerbenförmig, sehr schmal.

Konzentrische Anwachsstreifen deutlich, wellenförmig über die Rippen verlaufend, besonders im hinteren Teil der Klappen stark erhaben, lamellös, und zick-zack-förmig über die Rippen und durch die Rinnen verlaufend.

Innenseite mit radialen Rinnen, die den Rippen auf der Außenseite entsprechen, dem Ventralrand zu vertieft und erweitert. Die Rippen auf der Innenseite sind am Ventralrand stark zugespitzt und mit einer seichten Rinne. Muskeleindrücke deutlich, sehr groß; Mantelbucht klein.

Schloß kräftig mit 2 Kardinalzähnen in jeder Klappe. Anordnung und Ausbildung wie bei *L. procerum domeykoanum*, Unterschied: Linke Klappe: 4 b sehr klein; A III sehr groß und mit kräftigem, der Mitte zu gelegenem Seitenhöcker; P II sehr schwach ausgebildet; Ligamentträger sehr kräftig, breit, rechtwinkelig-viereckig.

Hinterrand der Schale durch kräftige Rippen und tiefe Rinnen sehr stark gezähnelt.

Maße (in mm):	H	L	D
min.:	79	78	36
max.:	132	121	56
Holotyp (Mus. Nac. Hist. Stgo):	155	148	58

Diameterindex: 102,4
Konvexitätsindex: 41,8

Unterscheidungsmerkmale: Schale sehr kräftig, etwas höher als lang; geringere Rippenzahl (25—29) als *L. procerum domeykoanum;* Rippen asymmetrisch, dreieckig, Rippenflanken schräg, im vorderen Teil der Klappen nach vorne, im hinteren Teil der Klappen nach hinten geneigt, dadurch die Rinnen als schmale Kerben an die steile Flanke der Rippen gedrängt.

Bemerkungen: Nach dem anhängenden Gestein (Grobsande und Strandgerölle) am Holotyp handelt es sich um ein Exemplar aus den quartären Terrassen-Sedimenten (Serena I+II); Angaben der Rippenzahl von PHILIPPI (1887) zu hoch; Rippenzahl am Holotypus: 28.

Vorkommen: Alt-Pleistozän: Serena I, (?) Serena II: Tongoy; Coquimbo (Cantera Alta).

Bemerkungen zur *Laevicardium (Mexicardia) procerum*-Gruppe

OLSSON (1961, S. 248) berichtet über die große Variabilität von *Mexicardia procera* (SOW.) in bezug auf Umrisse und Rippenzahl, und glaubt an verschiedene Unterarten oder geographische Rassen.

Die pliozänen und altpleistozänen Formen von Chile sind in der Zahl und Anordnung der Zähne des Schlosses nahezu ident mit der rezenten Form *Mexicardia procera* (SOW.) (abgebildet bei OLSSON, 1961, Taf. 37, Fig. 4; KEEN, M. 1958, Abb. 253, S. 117). Da die Unterschiede meiner Formen zur rezenten Art nur die Größe, Umriß und Rippenzahl und Rippenform betreffen, stelle ich die pliozänen und altpleistozänen Formen als Unterarten zu *L. (Mexicardia) procerum.*

Bemerkenswert ist die kontinuierliche Abnahme der Rippenzahl von 31—35 Rippen im Pliozän *(L. procerum domeykoanum* PHIL.) über 25—29 Rippen im Altpleistozän (bei *L. procerum grande* PHIL.) bis zu 22—25 Rippen bei rezenten Formen *(L. procerum procerum* SOW.). Gleichzeitig mit der Abnahme der Rippenzahl werden die Rippen breiter, kräftiger.

Durch die Veränderung des Umrisses der Klappen von etwas länger als hoch (im Pliozän) zu höher als lang (Altpleistozän und rezent) wird das Schloß kürzer bzw. stärker gebogen.

Heute ist *Laevicardium (Mexicardia) procerum* nicht mehr aus chilenischen Gewässern bekannt. OLSSON (1961, S. 247) gibt als südlichstes Vorkommen die Bahia de la Independencia, Peru (14°15′S) an.

Mactracea GRAY, 1823
Mactridae GRAY, 1823

Mulinia GRAY, 1837

Vertreter dieser Gattung spielen in der rezenten Fauna der chilenischen Küste eine entscheidende Rolle und erreichen individuenmäßig in einigen Biotopen eine dominierende Rolle.

Eine taxionomische Zuordnung der fossilen Arten ist beim heutigen Stand unserer Kenntnisse nahezu unmöglich, solange die rezenten Arten nicht genau definiert sind und etwaige Unterarten oder Rassen ausgeschieden wurden und solange die ökologisch bedingte Variation der Merkmale nicht abgegrenzt ist.

Es bestehen zwischen den pliozänen und pleistozänen Formen sowie den rezenten Vertretern keine wesentlichen Unterschiede im Bau des Schlosses oder im Verlauf des Pallialsinus; es handelt sich wohl nur um Unterarten oder standortbedingte Variationen. Unterschiede zeigen sich besonders in folgenden Merkmalsgruppen: Umriß, Verhältnis Vorderseite/Hinterseite der Klappe, Lage und Wölbung des Wirbels, Konvexität der Klappe, Ausbildung von Kanten auf der Hinterseite unterhalb des Dorsalrandes, Stärke und Länge der Lateralzähne. Nach Vergleichen der rezenten Arten *M. edulis* (KING) von unterschiedlichen Standorten zeigte sich, daß diese Merkmale durch Wasserbewegung (Standort im Wellenschlagbereich), Korngröße des Sedimentes und Salzgehalt beeinflußt werden. SOOT-RYEN (1959, S. 65 f.) betont die Notwendigkeit einer Revision der rezenten Arten; nach diesem Autor scheinen nur 4—5 Arten an der südamerikanischen Westküste vorzukommen:

M. edulis (KING);
M. byronensis (GRAY);
M. bicolor (GRAY);
M. pallida (BROD. & SOW.):
abgebildet bei OLSSON, 1961, S. 320, Taf. 58, Fig. 2—2c; es handelt sich hierbei um eine Art der nördlichen, panamischen Faunenprovinz, die nur vereinzelt in die peruanische Provinz vordringt;
M. laevicardia (SMITH):
Vorkommen unsicher.

Die zahlreichen Neubeschreibungen von rezenten Formen durch PHILIPPI (1893) sind nicht gerechtfertigt und beruhen auf unzureichenden Abtrennungen anhand von stark variablen Merkmalen. Ebenso täuschen die zahlreichen Neubeschreibungen von PHILIPPI (1887) aus der Formation Navidad und Coquimbo sowie von La Cueva eine zu große Artenzahl vor; es handelt sich nur um die große Variabilität von wenigen Arten.

Mactra vidali Ph. — (PHILIPPI, 1887, S. 154, Taf. 30, Fig. 6) stellt eine dickschalige Variation von *Mulinia edulis* (KING) dar. Besonders der Wirbel ist sehr kräftig, verdickt und vorgewölbt; Schloßregion mit Ligamentgrube im

Verhältnis zur Schale groß und breit; Lateralzähne kurz aber hoch. Ist durch Abrieb der dorsale Schloßrand entfernt, so erscheint die Ligamentgrube sich besonders lang bis unter die Wirbelspitze fortzusetzen (Taf. 9, Fig. 1—3).

Diese Variation von *M. edulis* ist besonders häufig in den gesamten altpleistozänen Ablagerungen der Bahia Inglesa und den nördlichen Buchten von Caldera.

Vorkommen der Gattung *Mulinia:*

Pliozän: Coquimbo (sehr vereinzelt); Horcon (vereinzelt); Maitencillo (bankweise angereichert); La Cueva (bankweise angereichert).

Pleistozän: Seit dem Altpleistozän (Serena-I-Stufe) ist diese Gattung sehr häufig vertreten, sie findet sich bis zum Holozän entlang des gesamten untersuchten Küstenabschnittes.

Anatina SCHUMACHER, 1817

Anatina (Raeta) undulata (GOULD)

(Taf. 9, Fig. 4)

1924 *Labiosa undulata* Gould, 1851. — Oldroyd, S. 191, Taf. 21, Fig. 11 (Typabb. von Gould), (rezent, Calif.-Panama).

1931 *Anatina (Raeta) undulata* (Gould). — Grant & Gale, S. 407, Taf. 23, Fig. 5a—c, (rezent: Calif.-Panama; Pleistozän: Calif.-Mexiko).

1958 *Anatina (Raeta) undulata* (Gould, 1851). — Keen, S. 159, Abb. 364, (Rezent: Calif.-Peru).

1961 *Raeta undulata* (Gould) — Olsson, S. 332, Taf. 56, Fig. 6, (Rezent: Calif.-Peru).

Material: 1 fragmentäre rechte Klappe.

Beschreibung: Schale groß, dünn, zerbrechlich; ovaler Umriß, gewölbt, hinten klaffend, kräftig gewölbter Wirbel; Wirbelspitze prosogyrat; Vorderseite breit gerundet, aufgebläht; Hinterseite leicht zusammengedrückt und stumpf zugespitzt; Ornamentierung: zahlreiche (bei Höhe 80 mm ca. 60—70) feine, aber deutliche konzentrische Rippen, dem Ventralrand zu mit unregelmäßigen Abständen, z. T. leicht gewellt und auskeilend, dem Vorder- und Hinterrand zu undeutlich verschwimmend. Bei adulten Exemplaren sehr feine, unregelmäßige, radiär angeordnete, gewellte Leistchen, die als Überornamentation besonders zwischen den konzentrischen Rippen liegen, und ein gerunzeltes, an „ripple-marks" erinnerndes Aussehen zeigen. Schloß kräftig, breit mit großem und weit nach innen vorspringenden Chondrophore; auf der Vorderseite von umgekehrt v-förmigen Kardinalzähnen begrenzt, deren hintere Schenkel halbrund über die Ligamentgrube ragen. Die Dorsalseite der tiefen Ligamentgrube von einer schmalen Leiste begrenzt, die unter der Wirbelspitze den Kardinalzahn berührt; PI schwach ausgebildet. Die langen Dorsalränder von Rinnen begleitet.

Mantelbucht sehr tief, zugespitzt, wenig ansteigende Basis.

Bemerkungen: Diese Form stellt eine seltene und wohl nur sehr kurzfristig im Mittelpleistozän bis Mittelchile eingewanderte Form dar, die der panamischen Faunenprovinz (Keen, 1958, Olsson 1861) angehört und nordwärts bis California vorkommt. Olsson (1961, S. 332) betont, daß sie in Peru in der Bahia de Independencia in das kalte Wasser der peruvianischen Faunenprovinz eindringt. Die chilenische, mittelpleistozäne Form zeigt gegenüber der Typabbildung von Gould (einem Exemplar der panamischen Faunenprovinz) eine engere Berippung. Als Kaltwasserform übertrifft sie an Größe die Formen der panamischen Faunenprovinz.

Maße (in mm):	H	L	D
	±80	±113	33

Vorkommen: Mittelpleistozän, (Herradura-II-Stufe), Miramar, SE Coquimbo.

Mesodesmatidae GRAY, 1840

Mesodesma DESHAYES, 1830

Mesodesma donacium (LAMARCK)

(Taf. 9, Fig. 8—11)

1818 *Mactra donacia* — Lamarck, vol. 5, S. 479.

1854 *Mesodesma donacia* — Reeve, Bd. 8, Mesodesma, Taf. 2, Fig. 11.

1854 *Mesodesma donacia* Desh. — Hupe in Gay, 352, Taf. 7 (Malacologia), Fig. 3.

1887 *Donacilla chilensis* D'Orb. — Philippi, S. 155 (Coquimbo, Tertiär, rezent).

1909 *Mesodesma donacium* Lamarck — Dall, S. 161, Taf. 27, Fig. 1, (rezent, Sechura Bucht — Valparaiso).

1960 *Mesodesma donacium* Desh. — Webb, S. 197, Taf. 93, Fig. 2.

1961 *Mesodesma donacium* (Lamarck) — Olsson, S. 335 (rezent, Trujillo bis Mittel-Chile).

1960 *Donacilla chilensis* D'Orb. — Tavera, S. 335 (Pliozän, Horcon).

Bemerkungen: *Mesodesma donacium* (Lam.) — als Typspezies der Gattung *Mesodesma* Deshayes 1830 — ist bei Olsson (1961) gut beschrieben und bei Hupe in Gay (1854) vorzüglich abgebildet. Als beherrschendes Faunenelement tritt *M. donacium* seit dem Altpleistozän in den Fossilgemeinschaften des sandigen Biotops des höchsten Sublitorals und ent-

sprechend häufig in den Mischfossilgemeinschaften des eigentlichen Sandstrandes aller Pleistozänstufen auf. Durch Funde von *M. donacium* in Horcon und in der Quebr. Blanca (Caldera) konnte die stratigraphische Verbreitung dieser Art zurück bis in das obere Pliozän erweitert werden. Die Formen aus dem oberen Pliozän sind in der Ausbildung der Schloßregion völlig ident mit den rezenten Vertretern; jedoch sind die oberpliozänen Formen von Horcon durchweg zierlicher und kleiner, das L/H-Verhältnis ist größer, d. h. die Schalen sind im Verhältnis zur Höhe länger im Vergleich mit den rezenten Exemplaren.

Vergleich der Mittelwerte M = L . 100/H:
Ob. Pliozän, Horcon: (n = 28) M = 234;
Altpleistozän (Serena-Stufe), Juan Soldado, La Serena: (n = 56) M = 179;
Rezent, Bahia, Inglesa, Caldera: (n = 61) M = 170.

Das Verhältnis der stark verlängerten Vorderseite zur Hinterseite der Klappen ist je nach Population variabel, ebenso wie Stärke und Breite des Schlosses in Abhängigkeit zur Turbulenz des Biotops von Population zu Population schwankt, innerhalb der jeweiligen Population jedoch relativ konstant bleibt. So zeichnet sich *M. donacium* (Taf. 9, Fig. 8, 9) aus dem Massenvorkommen von Juan Soldado (Cantera Cavancha) (Serena-II-Stufe) durch eine äußerst kräftige und verbreiterte Schloßregion aus, das Chondrophore ist verlängert, die Lateralzähne verstärkt und die gesamte Schloßplatte ragt in das Innere der Klappe herein. Die Wirbelregion ist z. T. übermäßig verdickt. Dies kann als Hinweis gewertet werden, daß ein Großteil der Schalen von *Mesodesma donacium* die hier in Juan Soldado zur Ablagerung kamen in dieser Zone mit starker Turbulenz und Strömung gelebt haben. In der gleichen topographischen Lage, nur seewärts verschoben, findet sich der Strand von Pta. Teatinos, wo bei geringer Strömungsintensität heute Mittel- bis Feinsandsedimentation herrscht; die Schloßregion der hier lebenden *M. donacium* ist bedeutend zierlicher und dünner ausgebildet (Taf. 9, Abb. 10, 11).

Im oberen Pliozän spielte *M. donacium* eine sehr untergeordnete Rolle im Faunenbild und war nur auf wenige, meist kleinere Buchten beschränkt, so blieben die weiten Buchten von La Serena — Coquimbo frei. Seit dem Altpleistozän ist *M. donacium* jedoch das vorherrschende Faunenelement geworden und tritt in den entsprechenden Fossilgemeinschaften meist massenhaft auf. Die heutigen Vorkommen gehen südwärts bis Chiloe, das Hauptvorkommen ist jedoch nördlich von 35° S, besonders im nördlichen Mittelchile und Nordchile. Diese Art konnte sich im Pleistozän sehr stark ausdehnen.

Solenacea GRAY, 1823
Solenidae GRAY, 1823
Ensis SCHUHMACHER, 1817

Ensis macha (MOLINA)

1854 *Solen macha* Hupe in Gay, S. 369, Taf. 8 (Malacologia), Fig. 6 (rezent, Chile).
1887 *Solen gladiolus* ? Gray — Philippi, S. 169, Taf. 34, Fig. 9. (Tertiär, La Cueva).
1909 *Solen macha* Molina — Dall, S. 274 (rezent, Valparaiso bis Chiloe).
1959 *Ensis macha* Molina 1782 — Soot-Ryen, S. 67 (rezent, Valparaiso bis Magellanes).

Bemerkungen: Bei den Massenvorkommen von *E. macha* in der tieferen Serie des Pliozän von Coquimbo (Quebrada Culebron) und höheren Pliozän (La Cueva) handelt es sich vorwiegend um juvenile Schalen in Auswaschungshorizonten. Diese juvenilen Formen unterscheiden sich durch die stärker geschwungene Gestalt, den sich stärker verjüngenden und stärker nach unten geneigten Vorderrand von den adulten Exemplaren; entsprechen aber damit den rezenten Formen.

Aus dem Pliozän von Horcon und Maitencillo liegen adulte Exemplare vor, die mit einer Höhe von 28 mm und einer Länge von 182 mm nahezu die Größe adulter, rezenter Exemplare (Coquimbo: Höhe: 32 mm; Länge: 202 mm) erreichen.

Vorkommen: Pliozän: Coquimbo, Tongoy; Maitencillo; Horcon; La Cueva.
Altpleistozän: Mejillones; Caldera; Coquimbo; Tongoy.
Mittelpleistozän: Caldera; Bahia Herradura; Tongoy.

Tellinacea LATREILLE, 1825
Tellinidae LATREILLE, 1825
Ardeamya OLSSON, 1961

***Ardeamya* n. sp.**
(Tafel 9, Fig. 12)

Da nur eine linke Klappe vorliegt, wurde von einer Namensgebung vorerst abgesehen, da erst durch Erfassung der Variationsbreite an individuenreichem Material eine taxonomische eindeutige Abgrenzung der Art sinnvoll erscheint. Die gefundene linke Klappe läßt sich keiner bekannten Art des Neogens und Quartärs der südpazifischen Küste zuordnen.

Beschreibung: Schale länglich elliptisch, un-

gleichseitig, sehr flach und sehr dünnwandig; Vorderseite etwas länger (21 mm) als Hinterseite (18 mm); Vorderseite hoch, abgerundet; Hinterseite zugespitzt, keilförmig mit flacher, vom Wirbel ausgehender Kante; Dorsalrand gerade; Wirbel klein aber deutlich, dornartig über den geraden Dorsalrand vorspringend; Ventralrand nur sehr flach gerundet, nahezu gerade und dem Dorsalrand parallel.

Schloß der rechten Klappe: sehr klein mit 2 kleinen Kardinalzähnen; vorderer Kardinalzahn geneigt dreieckig, kräftig und bifid; hinterer Kardinalzahn klein, stark geneigt, in das Innere leicht vorspringend, keulenförmig und einfach. Keine Lateralzähne, Dorsalrand jedoch leicht umgeschlagen und hinter dem Wirbel verbreitert. Pallialsinus, soweit erkennbar, ähnlich *A. columbensis* (HANLEY) (OLSSON, 1961, Taf. 74, Fig. 5b). Oberfläche glatt, Anwachsstreifen sehr eng und fein.

Maße (in mm):	H	L	D
	18	39	2,5

Bemerkungen: Während Vertreter der Telliniden im höheren Alttertiär (südl. Mittelchile, Prov. Arauco) und auch im Miozän von Navidad noch sehr reich vertreten sind (vgl. PHILIPPI, 1887), treten sie im Pliozän der chilenischen Küste ganz zurück und spielen auch heute im rezenten Faunenbild mit nur ca. 3 endemischen Arten eine völlig untergeordnete Rolle. Dagegen haben die Telliniden in der nördlicheren Warmwasser-Faunenprovinz eine große Formenfülle und weite Verbreitung (OLSSON, 1961, S. 378). Die hier im oberen Pliozän im Estero del Ganso (La Cueva) gefundene Art zeigt Ähnlichkeit mit *Psammuacoma tagua* OLSSON aus dem Neogen von Equador und mit der rezenten *Ardeamya columbensis* (HANLEY) von der pazifischen mittelamerikanischen Küste (Nicaragua bis Equador). Beides sind Vertreter einer Warmwasserprovinz.

Garidae STOLICKZA, 1871
Tagelus GRAY, 1847

Tagelus dombeii (LAMARCK)

1854 *Psammosolen Dombeii* — HUPE in GAY, S. 366, Taf. 7 (Malacologia), Fig. 5 (rezent, Valparaiso).
1887 *Solen Dombeyi* Lam. — PHILIPPI, S. 170, Taf. 34, Fig. 5. (Tertiär, Quartär, Coquimbo).
1909 *Tagelus (Mesopleura) dombeyi* LAMARCK — DALL, S. 273, S. 160, Taf. 27, Fig. 3, (rezent), Tumbes bis Valdivia).
1959 *Tagelus dombeii* LAMARCK 1818 — SOOT-RYEN, S. 61 (rezent, Tumbes bis Golfo Corcovado).
1961 *Tagelus (Tagelus) dombeii* (Lamarck) — OLSSON, S. 351, Taf. 62, Fig. 1, 1b, 5 (Panama bis Chile, rezent).
Hier gute Beschreibung und Abbildungen.

Bemerkungen: Im Umriß, Verhältnis Höhe/Länge, Schloß, Verlauf des Palialsinus bleibt diese Art seit dem Pliozän konstant. Eine standortsbedingte Variation tritt in der Konvexität, Schalendicke, Länge und Breite des Ligamentträgers auf.

Vorkommen: Pliozän: Coquimbo; Maitencillo, Horcon, La Cueva.
Altpleistozän: Hornitos; Mejillones; Caldera; La Serena; Tongoy.
Mittelpleistozän: Caldera; Coquimbo (Bahia Herradura); Tongoy.

Semelidae STOLICZKA, 1870
Semele SCHUHMACHER, 1817

Semele elliptica (SOWERBY)

1959 *Semele elliptica* SOWERBY 1833 — SOOT-RYEN, S. 64 (rezent, Ecuador bis Iquique).
1961 *Semele elliptica* (Sowerby) — OLSSON, S. 362, Taf. 64, Fig. 5 (rezent, Panama).

Bemerkungen: Diese panamische Art kommt heute nur noch bis Iquique (Nordchile) vor.
Im Altpleistozän von Mejillones und im Mittelpleistozän von Tongoy (31° S) wurde diese Art vereinzelt gefunden. Um Abweichungen von den rezenten Formen der panamischen Faunenprovinz festzustellen, reicht das Material nicht aus.

Vorkommen: Altpleistozän: Mejillones (Cuesta Lo Burro).
Mittelpleistozän: Tongoy (Quebr. Salina).

Semele corrugata (SOWERBY)
(Tafel 10, Fig. 1)

1854 *Amphidesma solida* — HUPE in GAY, S. 359; *Amphidesma orbiculare* Nob. — HUPE in GAY, Taf. 7 (Malacologia) Fig. 1 (rezent, Chile).
1909 *Semele corrugata* Sowerby — DALL, S. 271 (rezent, Panama bis Valparaiso).
1959 *Semele corrugata* SOWERBY 1833 — SOOT-RYEN, S. 63 (rezent, Peru bis Archipelago de Chonos).
1961 *Semele corrugata* (Sowerby) — OLSSON, S. 361, Taf. 64, Fig. 1, 1a, 1b (rezent, S-Ecuador bis Chile).

Beschreibung bei OLSSON (l. c.); Diskussion bei SOOT-RYEN (l. c.).

Bemerkungen: Die Gattung *Semele*, heute mit über 20 Arten in der panamischen Provinz reich

vertreten (OLSSON, 1961, S. 358 f.), tritt entlang der chilenischen Küste rezent nur mit 3 Arten auf. Erst seit dem Altpleistozän erscheint *S. corrugata* regelmäßig in den Biotopen des sandigen oder kiesigen Litorals und höheren Sublitorals. Die Variation der Schale zeigt sich besonders im Umriß der Klappen Verhältnis Vorderseite/Hinterseite, Ausbildung von schwachen, radiären Einwölbungen auf der Hinterseite, Stärke der Ornamentation. Die Angabe von *Semele* aus dem Tertiär von Coquimbo" (HUPE in GAY, 1854, S. 361) ist unsicher. Es konnten keine der aufgefundenen Steinkerne mit Sicherheit der Gattung *Semele* zugeordnet werden.

Vorkommen: Altpleistozän: Mejillones; Hornito; Caldera; Tongoy.

Mittelpleistozän: Caldera; La Serena; Coquimbo (Bahia Herradura); Tongoy.

Holozän: Entlang des untersuchten Küstenabschnittes.

Veneracea RAFINESQUE, 1815
Veneridae RAFINESQUE, 1815
Dosiniinae ADAMS & ADAMS, 1858
Dosinia SCOPOLI, 1777

Dosinia (Dosinidia) ponderosa (GRAY)
(Taf. 9, Abb. 5—7)

1846 *Artemis ponderosa* — DARWIN, S. 129 (Tertiär, Coquimbo).
1887 *Artemis ponderosa* Gray — PHILIPPI, S. 113, Taf. 14, Fig. 5 (Abb. nach einem rezenten Exemplar).
1931 *Dosinia ponderosa* (Gray) — GRANT & GALE, S. 351, Taf. 15, Fig. 1a—c (rezent, Baja California).
1931 *Dosinia ponderosa* (Gray) variety *jacalitosana* Arnold. — GRANT & GALE, S. 352, Taf. 15, Fig. 2a, b, 3 (Pliozän, California).
1958 *Dosinia ponderosa* (Gray, 1838) — KEEN, S. 136, Abb. 306, (rezent, California bis Paita, Peru).
1961 *Dosinia (Dosinidia) ponderosa* (Gray) — OLSSON, S. 260, Taf. 40, Fig. 5; Taf. 42, Fig. 1—1c; Taf. 43, Fig. 1. (Rezent, Baja California bis Peru, Galapagos Inseln).

Ausführliche Synonymieliste und Diskussion bei GRANT & GALE (l. c.) und OLSSON (l. c.).

Bemerkungen: Die im Pliozän gefundenen Exemplare entsprechen im Bau der Schloßregion genau den rezenten, aus der panamischen Provinz beschriebenen Exemplaren. Die Größe ist beträchtlich: Längen mit 140 mm und Höhen mit 110 mm sind nicht selten. Es fällt die Dickschaligkeit auf, die an einzelnen Exemplaren unter dem Wirbel 14 mm erreichen kann; Schalensubstanz in der Schloßregion wird bis 24 mm dick. Die tiefeingeschnittene und gewinkelte Lunula ist auf Taf. 9 Fig. 7 deutlich zu sehen. Der Eindruck des Ligaments ist unmittelbar unter und hinter dem Wirbel sehr tief. Die Ornamentation ist meist, auch an den Seitenrändern, nur schwach ausgebildet, wohl als Folge des Abriebs und der übermäßigen dicken Anlagerung von Schalensubstanz.

Vorkommen: Pliozän (Basalserie): Coquimbo (Südende Bahia Herradura).

Pliozän (Höhere Serie): Caldera (Quebrada Blanca).

In pleistozänen Ablagerungen wurde *D. ponderosa* nicht gefunden. Heute reicht diese Art nur noch südwärts bis Paita, Peru.

Venerinae MENKE, 1830
Chionopsis OLSSON, 1932

Chionopsis petitiana (D'ORBIGNY)
(Taf. 10, Fig. 5—10)

1842 *Venus Petitiana* d'Orb. — D'ORBIGNY, S. 123, Taf. 13, Fig. 9—11 (Tertiär, Coquimbo, Paita).
1854 *Venus Petitiana* — HUPE in GAY, S. 342 (Tertiär, Coquimbo).
1887 *Venus Petitiana* D'Orb. — PHILIPPI, S. 127, Taf. 15, Fig. 5 (Abb. nach D'ORBIGNY) (Tertiär, Coquimbo).
1854 *Venus pulvinata* — HUPE in GAY, S. 343 (keine Abb.) (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus pulvinata* Hupé — PHILIPPI, S. 131, Taf. 16, Fig. 4. (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus Remondi* Ph. — PHILIPPI, S. 124, Taf. 15, Fig. 9. (Tertiär, Guayacan).
v 1887 *Venus pinguis* Ph. — PHILIPPI, S. 131, Taf. 16, Fig. 5 (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus spreta* Ph. — PHILIPPI, S. 133, Taf. 16, Fig. 6 (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus serva* Ph. — PHILIPPI, S. 133, Taf. 16, Fig. 1 (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus crassula* Ph. — PHILIPPI, S. 122, Taf. 15, Fig. 3. (Tertiär, Coquimbo).
1967 *Protothaca petitiana* (D'ORB.) — HERM & PASKOFF, S. 761.

Bemerkungen zur Gattungszugehörigkeit: Die große Konvexität der Klappen, der Bau des Schlosses (gebogener vorderer und mittlerer Kardinalzahn, relativ großer vorderer rechter Zahn) sowie der tiefere Palialsinus als bei *Chione*, lassen diese Formen als Vertreter von *Chionopsis* OLSSON erkennen. Sie unterscheiden sich jedoch in der nahezu glatten Oberfläche mit nur schwacher Ornamentation von den rezenten Vertretern der panamischen Provinz. Es scheint hier eine eigenständige Gruppe vorzuliegen.

B e s c h r e i b u n g : Schale oval bis trigonal, nahezu so hoch wie lang; kräftig und dick; Wirbel kräftig gewölbt, nach vorne gebogen, im vorderen Viertel der Klappe gelegen; Wölbung gleichmäßig abfallend; parallel zum hinteren Dorsalrand eine schwache Kante zum Hinterrand verlaufend; hinterer Dorsalrand gewölbt und gerundet in den leicht abgestutzten Hinterrand gleichmäßig übergehend. Lunula eingesenkt, langgezogen und durch eine scharfe Linie begrenzt mit Anwachsstreifen dicht besetzt; Kardinalarea langgezogen, flach und schmal, durch eine schwache Kante nach unten abgesetzt. Skulptur: schwach, nur sehr feine, dichte, konzentrische Anwachsstreifen; in der Unterschale sehr feine, geschwungene radiale Rippen, die sich vereinzelt bis zur Oberfläche durchprägen.

Schloß kräftig, mit 3 Kardinalzähnen in jeder Klappe:

Rechte Klappe: hinterer Kardinalzahn nach hinten langgezogen, bifid; mittlerer und vorderer Kardinalzahn nach vorne gekrümmt; vorderer Zahn schmal, aber spitz, kegelförmig und dicht dem Schloßrand angelehnt;

Linke Klappe: Mittlerer Kardinalzahn sehr kräftig, bifid; hinterer Kardinalzahn nur als schmale Leiste, langgezogen, an den Ligamentträger angelehnt.

Palialsinus spitzwinkelig, tief, Mitte der Klappe jedoch nicht erreichend.

M a ß e :

	H	L	Konvexität einer Klappe
M (n = 56)	44	46	15

Diameterindex M (n = 48) = 98,2;
Konvexitätsindex (n = 46) = 31,8.

B e m e r k u n g e n : Die Originalbeschreibung von D'ORBIGNY (1842) beruhte auf unbrauchbaren, verdrückten Steinkernen. Diese Art ist in der tieferen Serie des Pliozän von Coquimbo sehr häufig und kommt bankweise nur als Steinkerne, die mehr oder weniger verdrückt sind, vor. Besonders in den Ausschwemmungshorizonten liegen komplette Populationen mit zahlreichen juvenilen Formen vor. Die zahlreichen Neubeschreibungen von PHILIPPI (1887) beruhen auf solchen verdrückten Steinkernen oder juvenilen Exemplaren.

An den Holotypen von PHILIPPI (aufbewahrt im Mus. Nac. Hist., Nat., Santiago) wurden folgende Beobachtungen gemacht:

V. remondi: juveniles Exemplar, Oberschale abgeplatzt, so daß die fein radial gerippte Unterschale sichtbar wird.
V. pinguis: sehr schlecht erhaltener Steinkern; bei der Einbettung wurden die Klappen verschoben und somit der Umriß am hinteren Dorsalrand verfälscht.
V. spreta: Am Vorder- und Hinterrand stark abgerollter Steinkern.
V. serva: stark abgerollter Steinkern; der Verlauf des Palialsinus stimmt mit *Ch. petitiana* gut überein.
V. crassula: Schalenrest entspricht der Unterschale mit feiner Radialberippung; Oberschale abgeplatzt.

Ch. petitiana zeigt in folgenden Merkmalen eine beachtliche Variabilität: Konvexität der Klappen; Verhältnis Höhe/Länge; Dicke der Schale.

Es liegen vereinzelte Steinkerne vor, die einen auffallend kurzen, sehr spitzwinkeligen, nach oben gerichteten Palialsinus zeigen. Da keine Exemplare mit Schalenerhaltung und vollständigem Schloß vorliegen, ist eine genaue artliche Zuordnung nicht möglich. Es wird angenommen, daß *Ch. petitiana* eine größere, weit verbreitete Gruppe im tieferen Pliozän darstellt, in der lokale Rassen auftreten.

V o r k o m m e n : Pliozän (tiefere Serie): Coquimbo, (Bahia Herradura, Estero Culebron); Tongoy; Horcon.

Protothaca DALL, 1902

Protothaca thaca (MOLINA)

(Tafel 10, Fig. 11, 12)

1854 *Venus thaca* — HUPÉ in GAY, S. 331, Taf. 6 (Malacologia) Fig. 4 (rezent, Chile).
1909 *Paphia (Protothaca) thaca* Molina — DALL, S. 269 (Peru-Chile, rezent).
1950 *Protothaca thaca* Molina, 1782 — RIVEROS-ZUNIGA & GONZALES, (S. 142, Fig. 33 (Abb. nach HUPE in GAY) (Rezent: Ancon, Peru bis Archipelago de Chonos, Chile) hier weitere Synonyme.
1959 *Protothaca thaca* MOLINA 1782 — SOOT-RYEN, S. 57 (rezent: Peru bis Arch. de Chonos, Chile).
1961 *Protothaca (Protothaca) thaca* (Molina) — OLSSON, S. 304, Taf. 41, Fig. 1; Taf. 53, Fig. 1, 1a (rezent, Lima-Chile) hier ausführliche Beschreibung und gute Abbildungen.

Z u s ä t z l i c h e B e m e r k u n g e n : Diese im Pleistozän und heute an der chilenischen Küste häufige Art unterscheidet sich durch den tieferen, spitzwinkeligen Palialsinus, der fast die Mitte der Klappe erreicht und durch die kräftige Ornamentation, die sich auf den Klappen zonal in drei unterschiedliche Typen gliedert, wesentlich von der *P. antiqua*-Gruppe.

Ornamentation: kräftige, abgeflachte, dicht gepackte Radialrippen, in der Anzahl stark variabel, die im mittleren Teil der Klappen dominieren; breite, abgeflachte konzentrische Rippen, die besonders im vorderen Teil der Klappen vorherrschen; Überlagerung von radialen und konzentrischen Rippen, die die Radialrippen grobschuppig erscheinen lassen und sich auf den hinteren Teil der Klappen konzentrieren.

Lunula länglich, schmal; Innenrand fein crenuliert;

Innenrand der Klappen außer am Hinterrand kräftig crenuliert. Die Schalen sind im Umriß variabel, meist aber länger als hoch; der hintere Dorsalrand im Gegensatz zu *P. antiqua* nur schwach gekrümmt, nahezu gerade.

Im Jugendstadium haben die Klappen einen kleineren Diameter-Index, d. h. die Klappen sind bedeutend länger als hoch.

Schloß: 3 Kardinalzähne; mittlerer und hinterer rechter, sowie mittlerer linker Kardinalzahn bifid; linker vorderer Zahn hoch und zugespitzt.

Vorkommen:
Altpleistozän: Tongoy; La Serena; Caldera (sehr häufig: Quebr. Blanca, Bahia Inglesa).
Mittelpleistozän: Tongoy; Bahia Herradura; La Serena; Caldera.
Holozän: Caldera; Tongoy.
Rezent: Ancon (Peru) bis Archipelago de Chonos (Südchile).

Protothaca antiqua antiqua (KING)

(Tafel 10, Fig. 2—4; Tafel 11, Fig. 1, 2)

1854 *Venus discrepans* — HUPE in GAY, S. 332, Taf. 6 (Malacologia), Fig. 3 (rezent, Valparaiso).
1854 *Venus costellata* — HUPE in GAY, S. 333 (rezent, Valparaiso).
1909 *Chione antiqua* King. — DALL, S. 267 (rezent, Callao, bis Magallanes).
1950 *Protothaca antiqua* (King, 1831) — CARCELLES, S. 80, Taf. 5, Fig. 86 (rezent, Magellanes — Atlantik bis 34° S.).
1950 *Protothaca antiqua* King, 1831. — RIVEROS-ZUNIGA & GONZALES, S. 144, Abb. 35, 36 (Abb. nach CARCELLES, 1944 und HUPE in GAY, l. c.) (Rezent, Callao — Magallanes — Uruguay).
1959 *Ameghinomya antiqua* KING 1831 — SOOT-RYEN, S. 55, Taf. 3, Fig. 22, 23. (Callao, Peru — Magallanes — Atlantik nordwärts bis 34° S.).

Bemerkungen: Große, dicke Schale, meist länger als hoch; Dorsalrand geht gleichmäßig in den gut gerundeten Hinterrand über; am Übergang von Hinterrand zum Ventralrand kann ein leichter Knick auftreten. Wirbel stark nach vorne gebogen, aber nicht so gewölbt wie bei *P. antiqua tongoyensis* n. ssp.

Ornamentation kräftig, mit dichten, abgeflachten Radialrippen, z. T. gespalten, die überlagert werden von konzentrischen Rippen, die nahe dem Vorder- und Hinterrand an Stärke zunehmen.

Schloß aus drei Kardinalzähnen, sehr kräftig; vorderer rechter und hinterer linker Kardinalzahn nur selten bifid. Innenrand, außer am Hinterrand fein crenuliert.

Maße:

	H	L	D	M Diameter-index	M Konvexitäts-index
Altpleistozän (Togoy, S-Ende der Bucht):	62	70	19	88,5	27,1
Mittelpleistozän: (Caldera):	58	67	17	85,1	25,4
Rezent: (San Antonio):	72	86	21	82,2	22,5

Vorkommen: Pliozän: Chañaral de Azeitunas; Tongoy (Quebrada Salina).
Altpleistozän: Südteil der Bahia Tongoy; La Serena.
Mittelpleistozän: Tongoy; Caldera, Mejillones, Hornito.
Holozän: Tongoy, Caldera.

***Protothaca antiqua tongoyensis* n. ssp.**

(Taf. 11, Fig. 5—7)

Derivatio nominis: nach dem Vorkommen in der Bucht von Tongoy, Mittelchile.

Locus typicus: Quebrada Romeral, N Tongoy.
Stratum typicum: Altpleistozän, Serena-I-Stufe.
Material: Holotypus: (1966 IV 44); rechte Klappe.
Paratypen: 20 rechte Klappen; 16 linke Klappen.

Diagnose: Eine Unterart von *P. antiqua* mit folgenden Unterschieden: Form kleiner, gedrungener, nahezu so lang wie hoch, z. T. höher als lang; Schale bedeutend stärker gewölbt mit stark hervortretendem Wirbel, Hinterrand meist abgestutzt, eckig; Schale sehr kräftig und dick.

Beschreibung: Schale gleichklappig, Umriß oval; Hinterende eckig; Klappen aufgebläht; Schale dick; Wirbel vorgewölbt und nach vorne gebogen, im vorderen Teil der Klappe gelegen. Klappen mit sehr kräftiger, dichter radialer Berippung: Rippen abgeflacht 1—2 mm breit, selten gespalten; konzentrische Skulptur feiner, aber ebenfalls dicht und über den Radialrippen verlaufend; beim Abplatzen der Oberschale sehr feine Radialrippen sichtbar; Dorsalrand gewölbt; Hinterrand abgestutzt, eckig oder nur schwach gewölbt; Vorderrand gerundet, vorgewölbt; Ventralrand gleichmäßig gerundet, bei adulten Exemplaren wulstförmig verstärkt. Lunula mittelgroß, nicht eingedrückt, aber scharf umgrenzt und mit feinen Anwachsstreifen besetzt; Schloß: sehr kräftig, mit 3 Kardinalzähnen in jeder Klappe; rechte Klappe: mittlerer und hinterer Kardinalzahn kräftig, bifid; vorderer Kardinalzahn schwächer und kürzer, vereinzelt in 2 feine Lamellen gespalten. Linke Klappe: vorderer und mittlerer Kardinalzahn groß und bifid; hinterer Zahn länglich, dem Ligamentträger angeschmiegt, einfach. Ligamentträger entsprechend dem Dorsalrand lang und gebogen, breit.

Palial-Sinus kurz, spitzwinkelig; Innenrand mit Ausnahme des Hinterrandes fein crenuliert, besonders auch der Innenrand der Lunula.

Maße (in mm):

	L	H	D	Konvexitäts-index	Diameter-index
Holotypus	47	47	18	40,4	100
Paratypen (M; n = 36)	48,2	47,1	19,7	41,8	97,8

Bemerkungen: Diese neue Unterart stimmt im Bau des Schlosses, im Verlauf des Palial-Sinus, Lunula und in der Ornamentation mit der Nominat-Unterart überein.

Sie tritt lokal sehr begrenzt am Nordende der Bahia Tongoy und in der Bahia Guanaqueros sehr individuenreich auf. An den Rändern ihres Verbreitungsgebietes gibt es Überlappungen mit typischen Formen der Nominat-Unterart. Eine klare Trennung dieser Übergangspopulationen ist sehr schwierig. Ehemals getrennte Verbreitungsgebiete können durch postmortalen Schalentransport gemischt erscheinen.

P. antiqua tongoyensis ähnelt im Umriß, besonders durch den abgestutzten, eckigen Hinterrand der *P. grata* (Say), einem Vertreter der panamischen Provinz (Olsson, 1961, S. 305, Taf. 53, Fig. 2, 7), weist jedoch durch die stark hervorgewölbten Wirbel eine größere Konvexität der Klappen auf und weicht in der Ornamentierung ab.

Vorkommen: Altpleistozän (Serena-I+II-Stufe): Tongoy (Quebr. Romeral); Bahia Guanaqueros.

Pitarinae STEWART

Macrocallista MEEK, 1876

Macrocallista (Macrocallista) boliviana (PHILIPPI)

(Tafel 11, Fig. 3, 4)

1887 *Venus (Cytherea) boliviana* Ph., — Philippi, S. 135, Taf. 58, Fig. 7 (Quartär, Mejillones).

Vorbemerkung: Diese Art ist eng verwandt mit *M. squalida* (Sow.) (vgl. Olsson, 1961, S. 273, Taf. 46, Fig. 2—2c), deren heutige Verbreitung von Baja California bis Nordperu reicht. Solange nicht die phyllogenetischen Zusammenhänge zwischen den pliozänen Funden von *Pitar (Megapitaria) squalidus* (Sow.) (vgl. Grant & Gale, 1931, S. 341, Pliozän, Coronados Islands, Mexico) und den rezenten Exemplaren von Kalifornien geklärt sind, soll diese Art der chilenischen Pliozän als eigene Art getrennt benannt werden.

Beschreibung: Schale kräftig, dick, groß (Höhe: 65 mm; Länge: 76 mm; Konvexität einer Klappe: 18 mm). Umriß oval, länglich; Wirbel stark gekrümmt; Vorderrand steil abfallend, zunächst gerade, dann stark gebogen; hinterer Dorsalrand sehr lang, nahezu gerade; Hinterende stark gekrümmt, leicht zugespitzt; Ventralrand gleichmäßig gebogen. Schloß: Linke Klappe: 3 Kardinalzähne; hinterer Kardinalzahn sehr lang mit dem Ligamentträger verschmolzen, senkrecht fein gestreift; vorderer Kardinalzahn lang und schmal, als feine Lamelle sehr dicht vor dem mittleren, langen Kardinalzahn; kräftiger, schräg zum vorderen Dorsalrand geneigter Lateralzahn, unter ihm eine tiefe Grube für den vorderen Lateralzahn der rechten Klappe; parallel zum Vorderende des Dorsalrandes schwacher, leistenförmiger 2. Lateralzahn. Rechte Klappe: Länglicher, rückwärts gezogener, bifider hinterer Kardinalzahn; mittlerer und vorderer Kardinalzahn sehr dicht zusammen, direkt unter der Wirbelspitze ansetzend, schmal und lang; unter der tiefen Grube für den Lateralzahn der linken Klappe kräftiger, dreieckiger, kegelförmiger vorderer Lateralzahn. Ventralrand innen glatt. Oberfläche der Klappen glatt, nur mit sehr feiner Anwachsstreifung.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von *M. squalida* (Sow.) in folgenden Merkmalen: Hinterer Dorsalrand langgezogen, nahezu gerade; vorderer Dorsalrand stärker abfallend als Olsson (1961, Taf. 46, Fig. 2) abbildete; vorderer Lateralzahn der linken Klappe stärker nach innen geneigt; Schloßregion am Vorderende durch eine kräftige Einbuchtung begrenzt. Die Fundangabe „Quartär" von Philippi (l. c.) ist zweifelhaft.

Vorkommen: Pliozän (höhere Serie): Tongoy.

Amiantis CARPENTER, 1864

Amiantis domeykoana (PHILIPPI)

(Taf. 12, Fig. 1—3)

1887 *Venus crassa* Ph. — Philippi, S. 123, Taf. 21, Fig. 1, 1b. (La Cueva, Tertiär).

1887 *Venus Domeykoana* Ph. — Philippi, S. 123, Taf. 21, Fig. 2, 2b (Tertiär, La Cueva).

Beschreibung: Schale groß, oval-rund; im Jugendstadium länglich, länger als hoch, im Alter fast so hoch wie lang; Wirbel kräftig vorgewölbt, nach vorne gekrümmt; hinterer Dorsalrand lang, steil abfallend, in den gerundeten Hinterrand übergehend; Vorderrand gleichmäßig gerundet. Oberfläche mit

kräftigen, gerundeten, gleichmäßig verteilten Rippen bedeckt. Lunula sehr schmal, länglich, durch eine deutliche Sutur begrenzt.

Schloß: sehr kräftig; in jeder Klappe 3 Kardinalzähne und einen vorderen Lateralzahn. Rechte Klappe: hinterer Kardinalzahn langgezogen, dem hinteren Dorsalrand parallel, besonders im Jugendstadium bifid; mittlerer Kardinalzahn kräftig, sich nach unten verdickend; vorderer Kardinalzahn als dünne Lamelle direkt vor dem mittleren Zahn; vorderer Lateralzahn höckerartig, sehr kräftig, auf der nach vorne verbreiterten Schloßplatte unter einer tiefen Grube für den linken Lateralzahn. Linke Klappe: hinterer Kardinalzahn schmal und dicht dem Ligamentträger angeschmiegt; mittlerer und vorderer Kardinalzahn ein umgekehrtes v bildend, vorderer Zahn als dünne Lamelle direkt unter der Wirbelspitze; vorderer Lateralzahn spitzwinkelig zum vorderen Schloßrand, kräftig, langgezogen, höckerartig.

Ligamentträger auffallend kräftig, langgezogen und vorstehend, mit grubig-warziger Kontaktfläche.

Palialsinus breit und sehr tief, nahezu bis 2/3 der Klappenlänge hineinreichend. Durch die Dicke der Schale sind die Muskeleindrücke tief ausgebildet. Innenrand der Klappen glatt.

Maße (in mm):	H	L	D
M (adult, n = 28):	68	70	21

Bemerkungen: Die von PHILIPPI (l. c.) zur Abtrennung von *V. crassa* als Unterschiede angegebenen Merkmale (länglich ovaler Umriß; geringere Konvexität der Klappe) fallen in die normale Variationsbreite von *A. domeykoana* an der Typlokalität.

Im Schloßbau hat *A. domeykoana* große Ähnlichkeit mit *Macrocallista boliviana* (PHILIPPI); *A. domeykoana* fällt jedoch durch ihre konzentrische Skulptur und den kräftigen, warzigen Ligamentträger auf.

A. domeykoana scheint ein südlicher Vertreter der pliozänen Fauna zu sein, sie wurde in Ablagerungen nördlich La Cueva nicht mehr gefunden.

Vorkommen: Höheres Pliozän: La Cueva.

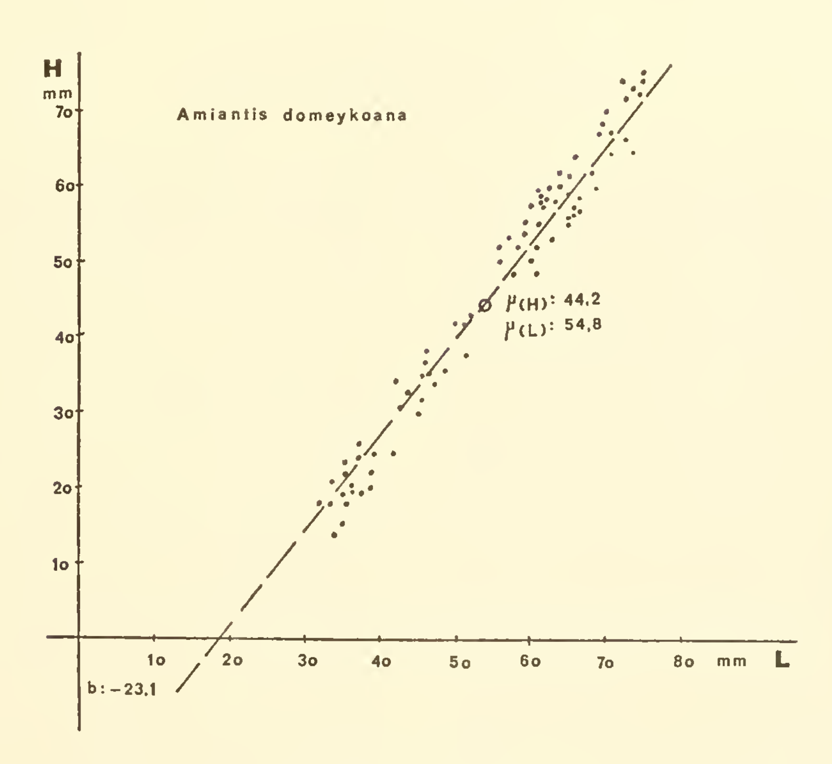


Abb. 45: Darstellung der Geraden des relativen Wachstums von der Höhe (H) bezogen auf die Länge (L) der Klappen bei *Amiantis domeykoana* (PHILIPPI):
μ = Mittelwerte der Aufsammlung; μ(H) = arithmetrisches Mittel der Höhe; μ(L) = arithmetrisches Mittel der Länge; b = Ordinatenabschnitt der Geraden.
Höheres Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva.

Transennella DALL, 1883

Transennella pannosa (SOWERBY)

(Tafel 12, Fig. 4—6)

1854 *Venus pannosa* — HUPE in GAY, S. 330, Taf. 6 (Malacologia), Fig. 6 (rezent, Coquimbo).
1867 *Cytherea Pannosa* SOW. — REMOND, S. 112 (Quartär, Coquimbo).
1887 *Venus pannosa* SOW. — PHILIPPI, S. 254 (Quartär, Coquimbo).
1909 *Macrocallista (Paradione) pannosa* Sowerby. — DALL, S. 157, (rezent: Baja California bis Valparaiso).
1950 *Macrocallista (Paradione) pannosa* SOW. 1835, — RIVEROS & GONZALES, S. 127, Fig. 23 (Abb. nach HUPE in GAY) rezent Golf von California bis Valparaiso).
1958 *Transennella pannosa* (Sowerby, 1835) — KEEN, S. 126, (Golf von Californien).
1961 *Transennella pannosa* (Sowerby) — OLSSON, S. 281, Taf. 46, Fig. 3 (Peru — Chile, rezent).
Ausführliche Beschreibung bei OLSSON (l. c.).

Zusätzliche Bemerkungen: Schale zum Teil sehr kräftig und dick; das Höhen/Längenverhältnis ist je nach Standort variabel, wobei an Standorten ruhigeren Wassers (Bahia Herradura) die Tendenz zu längeren Klappen mit ovalem Umriß überwog, während an Standorten mit bewegtem Wasser, in offenen Buchten (N Caldera), die Klappen mit mehr dreieckigem Umriß und stärker hervortretender Wirbelregion auftreten. Im Alt- und Mittelpleistozän zeigte *T. pannosa* in der weiten Bucht von Tongoy sowie in der engen Bucht von Herradura (30° S) eine individuenmäßige sehr reiche Entfaltung, sie ist in den entsprechenden Fossilmischgemeinschaften dominierend. Heute tritt *T. pannosa* in diesen südlichen Breiten nur noch untergeordnet auf; weiter nördlich, in der Bahia de Inglesa (27° S) konnten in den entsprechenden Biotopen im rezenten Bereich ähnlich hohe Schalenanreicherungen wie im Mittelpleistozän im Gebiet von Coquimbo beobachtet werden.

T. pannosa ist ein typischer Vertreter des nördlichen Teils der peruanischen Provinz; das Verbreitungsgebiet dieser Art wurde im Verlauf des Pleistozän mehr und mehr eingeengt.

Vorkommen: Altpleistozän: Mejillones, Caldera (Quebr. Blanca), Coquimbo (Tierras Blancas); Tongoy.
Mittelpleistozän: Caldera, Coquimbo (Puente Culebron, Bahia Herradura), Bahia Guanaqueros.

Clausinella GRAY, 1851

Clausinella gayi (HUPE)

(Taf. 12, Fig. 7, 8)

1854 *Venus gayi* — HUPÉ in GAY, S. 337, Taf. 6 (Malacologia), Fig. 5 (Rezent, Valparaiso).
1887 *Venus gayi* Hupé — PHILIPPI, S. 254 (Quartär, Coquimbo).
1950 *Chione (Clausinella) gayi* Hupé, 1854 — RIVEROS ZUÑIGA & GONZALEZ, S. 135, Abb. 28 (Abb. nach HUPE in GAY).
1959 *Clausinella gayi* HUPE 1854 — SOOT-RYEN, S. 58, Taf. 3, Fig. 26 (rezent: Valparaiso, Magellanes, Atlantik nordwärts bis 38° S).

Beschreibung: Umriß oval bis länglich; Schale kräftig, dick; Wirbel kräftig hervorgewölbt, gleichmäßig nach vorne und hinten abfallend; Wirbelspitze nur wenig vor der Mitte der Klappen; Vorderrand gleichmäßig gewölbt; Hinterrand zunächst gerade bis schwach gekrümmt, erst im unteren Teil stark gerundet.

Skulptur aus kräftigen konzentrischen Rippen, die auf der Klappenmitte regelmäßig sind, besonders dem Hinterrande zu aber unregelmäßig gewellt, abgewinkelt oder aufgespalten erscheinen; tiefere Rippen schneiden oft die höheren konzentrischen Rippen „diskordant" ab; Zahl der Rippen stark schwankend, meist über 30; am Wirbel sehr fein und dicht.

Schloß: sehr kräftig; rechte Klappe mit kräftigem, senkrechtem mittlerem und nach hinten geneigtem, leistenförmigem, hinterem Kardinalzahn; vorderer Kardinalzahn meist nur als sehr schmale Lamelle ausgebildet; Palialsinus klein; Ventralrand innen fein gezähnelt.

Maße (in mm):	L	H	D
Mittelpleistozän, Coquimbo:	31	27	10
Mittelpleistozän, Ba. Inglesa:	29	26	9

Bemerkungen: Die in Coquimbo gefundenen Exemplare gehören der „nördlichen Rasse" (nach SOOT-RYEN, l. c.) an mit gröberen konzentrischen Rippen; jedoch ist der Umriß runder, die Klappen sind weniger lang, der Wirbel tritt stärker gewölbt hervor. Die Formen sind sehr ähnlich den neuseeländischen Arten *Tawera subsulcata* (SUTER) und *Tawera spissa* (DESH.) (abgebildet bei FLEMING, 1966, Taf. 43).

Während sich heute das Verbreitungsgebiet von *C. gayi* südlich von Valparaiso befindet und sich nordwärts *Transennella pannosa* anschließt, kommen beide Formen, die denselben Biotop besiedeln, im Mittelpleistozän noch zusammen im nördlichen Mittelchile vor; ihre Verbreitungsgebiete überlappten sich damals.

Tapetinae
Eurhomalea COSSMANN, 1920

Eurhomalea hanetiana (D'ORBIGNY)
(Taf. 12, Fig. 12—14)

1842 *Venus Hanetiana* — D'ORBIGNY, S. 123, Taf. 13, Fig. 3, 4. (Tertiär, Coquimbo).
1854 *Venus Hanetiana* — HUPE in GAY, S. 341 (Tertiär, Coquimbo).
1887 *Venus Hanctiana* D'Orb. — PHILIPPI, S. 130, Taf. 12, Fig. 1 (Abb. nach D'ORBIGNY) (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus Hupeana* Ph. — PHILIPPI, S. 132, Taf. 26, Fig. 1 (Tertiär, Coquimbo).

Bemerkungen: Diese Art liegt mir nur in sehr gut erhaltenen Hohlformen und Steinkernen vor. Sie unterscheidet sich in folgenden Merkmalen wesentlich von *Eu. coquimbana:* Schale größer; Klappen mit Diameterindex M (n = 38) = 89,1 d. h. relativ höher; Klappen mit Diameterindex M stärker vorspringendem Wirbel und im ganzen mehr konvex (Konvexitätsindex M (n = 37) = 27,1); hinterer Dorsalrand langgezogen und nahezu gerade mit einem schwachen Knick in den nur schwach gerundeten Hinterrand übergehend. Schale sehr kräftig und dick, tiefe Muskeleindrücke und Eindrücke des Palialrandes. Palialsinus tief und breit, fast die Mitte der Klappen erreichend.

Im Schloß fallen folgende Unterschiede zu *Eu. coquimbana* auf: Rechte Klappe: Mittlerer Kardinalzahn nicht so kräftig und dreieckig; vorderer Zahn als schmale Lamelle nicht so lang und nach vorne gezogen, senkrecht und dicht vor dem mittleren Kardinalzahn gelegen. Linke Klappe: mittlerer Kardinalzahn sehr kräftig; vorderer Zahn nur eine schmale Lamelle, senkrecht unter der Wirbelspitze. Ornamentation ist in dem vorliegenden Material nicht erhalten geblieben. *Eu. hanetiana* findet sich zusammen mit *Eu. coquimbana,* setzt aber besonders im Estero Culebron, vor allem in der tieferen Serie des Pliozän ganze Bänke (Ausschwemmungslagen) zusammen.

In den vorherrschend fein- bis mittelsandigen Profilabschnitten in denen reiche Veneridenfaunen als Steinkerne vorliegen, mögen sich noch mehr Vertreter von *Chione, Chionopsis, Eurhomalea* oder *Protothaca* verbergen, aber nur sehr gut erhaltene Populationen, an denen eine Vielzahl an Merkmalen erkennbar ist, rechtfertigt exakte Abgrenzungen.

Vorkommen: Pliozän (tiefere Serie): Coquimbo: Bahia Herradura, Estero Culebron, Quebrada Herradura.
Pliozän (höhere Serie): Quebr. Culebron, Rincon San Martin; Horcon; Maitencillo.

Eurhomalea coquimbana (PHILIPPI)
(Taf. 12, Fig. 9—11)

v 1887 *Venus coquimbana* Ph. — PHILIPPI, S. 125, Taf. 9, Fig. 2 (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus Eunippe* Ph. — PHILIPPI, S. 134, Taf. 22, Fig. 6 (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus Oenoe* Ph. — PHILIPPI, S. 134, Taf. 58, Fig. 14, (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus accepta* Ph. — PHILIPPI, S. 132, Taf. 16, Fig. 8 (Tertiär, Coquimbo).
v 1887 *Venus scolia* Ph. — PHILIPPI, S. 133, Taf. 18, Fig. 18, (Tertiär, Coquimbo).
1967 *E.* (?) *coquimbana* (PHIL.) — HERM & PASKOFF, S. 761.

Beschreibung: Schale oval — rund, bedeutend länger als hoch; Wirbel vorgekrümmt, nicht sehr stark gewölbt; hinterer Dorsalrand gerundet und gleichmäßig in den gerundeten Hinterrand übergehend; Vorderrand rund. Oberfläche mit sehr feinen, wenig erhabenen konzentrischen Rippen gleichmäßig besetzt.

Schloß: Rechte Klappe: mittlerer Kardinalzahn dreieckig, kräftig, bifid, senkrecht unter der Wirbelspitze; hinterer Kardinalzahn länglich, bifid; vorderer Kardinalzahn schräg nach vorne, schmal aber dreieckig erhaben, durch eine seichte Furche vom Schloßrand getrennt. Linke Klappe: Mittlerer Zahn sehr kräftig, kurz, bifid; vorderer Zahn schmal lamellenartig; hinterer Zahn als langgezogene, gebogene Leiste, dem Ligamentträger angeschmiegt.

Lunula länglich, nur schwach eingesenkt und mit feinen Anwachsstreifen besetzt. Palialsinus tief, breit, dem Ventralrand paralell.

Maße:

Konvexitätsindex	M (n = 48) = 19,6
Diameterindex	M (n = 42) = 80,1

Bemerkungen: *Eu. coquimbana* tritt in sehr reichen Populationen in Mittel- und Feinsanden auf; innerhalb der Bänke meist in Lebendstellung; angereichert mit allen Wachstumsstadien in Ausschwemmungshorizonten. Die ehemals dünnen Schalen und das relative schwache Schloß führten häufig zu postmortalen Verdrückungen oder Verdrehungen der Klappen vor oder während der Einbettung, so daß die Steinkerne sehr unterschiedlichen Umriß erhielten und PHILIPPI (1887) zu zahlreichen Neubeschreibungen anregten.

Bemerkungen zu Holotypen von PHILIPPI (1887) (aufbewahrt im Mus. Nac. Hist. Nat. Stgo.):

Venus Eunippe PHIL.: Außer dem Umriß sind am Holotyp keine Merkmale erkennbar.

Venus Oenoe PHIL.: Schloß stimmt mit *Eu. coquimbana* überein; Umriß durch starke Beschädigung des Steinkerns verfälscht.

Venus accepta PHIL.: Holotyp sehr schlecht erhalten; Klappen vor der Einbettung verdreht; keine weiteren Merkmale am Steinkern erkennbar.

Venus scolia PHIL.: Steinkern verdrückt mit verdrehten Klappen. Aus der Lithologie des Steinkerns des Holotyp wird auf eine Herkunft aus dem Hauptbänken mit *Eu. coquimbana* PHIL. geschlossen.

Vorkommen: Pliozän (tiefere Serie): Coquimbo: (Bahia Herradura; Estero Culebron; Quebr. Herradura); Horcon.

Eurhomalea fuenzalidai (PHILIPPI) nom. corr.

(Tafel 12, Fig. 15, 16)

1887 *Venus fuenzalidae* Ph. — PHILIPPI, S. 125, Taf. 19, Fig. 3 (Tertiär, La Cueva).

Da diese Art zu Ehren von Herrn Domingo Fuenzalida benannt wurde, muß die Endung in fuenzalidai geändert werden.

Beschreibung: Schale oval — länglich; nur schwach konvex und relativ dünnschalig; Wirbel stark nach vorne gekrümmt, Wirbelspitze im vorderen Drittel der Klappe gelegen; hinterer Dorsalrand lang und schwach gekrümmt, gleichmäßig in den gerundeten gestutzen Hinterrand übergehend; Vorderrand vorgewölbt und sehr gut gerundet. Ornamentation auffallend durch schmale aber erhabene, konzentrische Rippen in sehr gleichmäßigem Abstand von 2 mm, den Enden zu sich enger zusammenschließend; in den Zwischenräumen sehr feine Anwachsstreifen. Lunula klein, länglich, wenig eingedrückt.

Schloß: jede Klappe mit 3 Kardinalzähnen. Linke Klappe: Mittlerer Zahn kräftig, breit, bifid; vorderer Zahn nach vorne geschwungen, länglich und schmal; hinterer Zahn nur schwach entwickelt, als schmale Leiste dem Ligamentträger angeschmiegt. Rechte Klappe: kräftiger, vorderer und hinterer Kardinalzahn; mittlerer Zahn kurz aber gedrungen, bifid.

Ligamentträger lang, geschwungen, Dorsalrand wulstartig übergreifend, Palialsinus mäßig tief, spitz; Innenrand glatt.

Maße (in mm):	H	L	D
adult min.:	41	52	9
adult max.:	44	57	11

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich durch ihre wenig gewölbte Gestalt, die Dünnschaligkeit, das zierliche Schloß sowie die gleichmäßige, konzentrische Skulptur sehr gut von den pleistozänen Arten der Gattung *Eurhomalea*.

Vorkommen: Höheres Pliozän: La Cueva.

Eurhomalea lenticularis (SOWERBY)

(Tafel 13, Fig. 1—4)

1854 *Venus lenticularis* — HUPÉ in GAY, S. 335, Taf. 6 (Malacologia) Abb. 1 (Quartär, Coquimbo).

1887 *Venus Buchanani* Ph. — PHILIPPI, S. 127, Taf. 22, Fig. 2 (Tertiär, Coquimbo).

1909 *Marcia lenticularis* Sowerby — DALL, S. 269 (rezent: Valparaiso und Coquimbo).

1950 *Marcia lenticularis* Sowerby 1835. — RIVEROS-ZUÑIGA & GONZALEZ, S. 138, Fig. 30 (Abb. nach HUPE in GAY) (rezent: Coquimbo-Valparaiso).

1959 *Eurhomalea lenticularis* SOWERBY, 1835 — SOOT-RYEN, S. 59, Taf. 4, Fig. 28—33 (rezent: Golfo de Ancud bis Atacama).

Beschreibung bei HUPÉ in GAY (l. c.); gute Abbildungen und ökologische Bemerkungen bei SOOT-RYEN (l. c.).

Zusätzliche Bemerkungen: Schale meist etwas länger als hoch; Umriß sehr variabel, rund bis oval; Wirbel sehr stark nach vorne gekrümmt; hinterer Dorsalrand gebogen, Hinterrand meist eckig, senkrecht abfallend, bei einigen Exemplaren jedoch auch gleichmäßig gerundet. Eine kräftige, gerundete Kante begleitet den hinteren Dorsalrand, dieser schließt sich auf der Oberfläche eine sehr seichte Depression an, die in den geraden, senkrechten Teil des Hinterrandes einmündet; Vorderrand gleichmäßig gerundet. Lunula groß, scharf umgrenzt, mit feinen Anwachsstreifen besetzt.

Schloß: kräftig, ähnlich *Eu. rufa.* In der linken Klappe mittlerer Kardinalzahn sehr kräftig und wie der vordere Kardinalzahn bifid; hinterer Kardinalzahn lang und geschwungen, sich dem Ligamentträger anschmiegend. Rechte Klappe: mittlerer und hinterer Kardinalzahn bifid; letzterer länglich und nach hinten dreieckig verbreitert; vorderer Kardinalzahn schmal, lamellenartig, senkrecht unter der Wirbelspitze.

Die Dicke der Schale kann in Abhängigkeit vom Standort stark schwanken; bei adulten Exemplaren im stark bewegten Wasser wird besonders die Wirbelregion verdickt sowie der Ventralrand verstärkt und nach innen gewölbt, dadurch wird eine Volumenvergrößerung ohne wesentliche Umrißvergrößerung erreicht.

Maße (in mm):	H	L	D
Altpleistozän:			
Tongoy:	78	81	27
Guanaqueros:	70	80	22

Vorkommen: Altpleistozän (Serena I+II): sehr häufig: Tongoy, Bahia Guanaqueros; Coquimbo; Carrizalillo; Chañaral de Azeitunas; vereinzelt: Caldera (Bahia Inglesa).

Mittel- und Jungpleistozän: häufig: Tongoy; Bahia Guanaqueros; Coquimbo (Bahia Herradura); La Serena; Quebr. Honda; Chañaral de Azeitunas; Caldera.

Diese Art hat im Verlauf des Pleistozän ihr Verbreitungsgebiet, vor allem nach Norden, ausgedehnt. Rezent wird sie vom Golfo de Ancud bis Atacama angegeben.

Eurhomalea rufa (LAMARCK)

(Tafel 6, Fig. 5, 6)

1854 *Venus rufa* — HUPE in GAY, S. 335.
1909 *Marcia rufa* Lamarck — DALL, S. 269 (rezent: Panama bis Concepcion, Chile).
1950 *Protothaca (Rhomalea) rufa* Lmk., 1818 — RIVEROS-ZUÑIGA & GONZALES, S. 148, Abb. 41 (Abb. *Venus lithoidea* JONAS = *E. rufa* LAM.) (rezent: Panama bis Concepcion).
1959 *Eurhomalea rufa* LAMARCK 1818. — SOOT-RYEN, S. 59 (rezent: Iquique).

Beschreibung: Schale groß, länglich-oval, mäßig konvex aber dickschalig; Wirbelspitze stark nach vorne gekrümmt, im vorderen Drittel der Klappe; Vorderrand gleichmäßig gerundet; hinterer Dorsalrand schwach gekrümmt, lang; Hinterrand schwach eckig, abgerundet; Ventralrand gleichmäßig nahezu gerade; Ornamentation nur durch feine Anwachsstreifen, die, besonders nahe dem Vorder- und Hinterrand, gebündelt zu Wachstumszyklen, stärker hervortreten können; Lunula klein, nicht eingedrückt, undeutlich umgrenzt, mit Anwachsstreifen.

Schloß: Jede Klappe mit 3 Kardinalzähnen; linke Klappe: vorderer und mittlerer Kardinalzahn kräftig, bifid; hinterer Kardinalzahn länglich, schwach und an den Ligamentträger angelehnt; Rechte Klappe: 3 kräftige Kardinalzähne, der hintere und mittlere stets bifid, der vordere meist als schmale Lamelle.

Ligamentfeld breit und sehr lang; nach hinten zugespitzt, nach innen durch eine wulstförmige Leiste, die sich nach hinten verbreitert, abgegrenzt.

Palialsinus tief, spitz, nach oben gezogen, nicht die Mitte der Klappe erreichend.

Ventralrand innen glatt.

Maße (in mm):	H	L	D	Länge Vorderseite	Länge Hinterseite
Serena I: Caldera	91	122	37	34	88
	81	109	25	35	74
	85	113	34	36	77
Herradura I: Coquimbo	73	103	21	39	64
	73	101	20	31	70

Bemerkungen: Stärkere Variationen treten besonders an folgenden Merkmalen auf:

Verhältnis Länge/Höhe der Klappen; Verhältnis Vorder-/Hinterseite der Klappen, d. h. Lage des Wirbels; Konvexität der Klappen; Dicke der Schale.

Besonders in den Biotopen der offenen Buchten mit relativ starker Wasserbewegung (Bahia Inglesa; N-Ende der Bahia Coquimbo; N-Ende der Bahia Tongoy) und Untergrund aus Grobsand bzw. Grobschill, traten im Altpleistozän sehr großwüchsige Exemplaren auf (vgl. Maßtabelle).

Vorkommen:

Altpleistozän (Serena I+II): Caldera (Quebr. Blanca, Bahia Inglesa); Chañaral de Azeitunas (Quebr. Chañaral); La Serena — Coquimbo (Juan Soldado, Tierras Blancas); Tongoy.

Mittelpleistozän (Herradura I+II): Caldera; Chañaral de Azeitunas; Quebrada Carrizalillo; La Serena (Pta. Teatinos); Coquimbo (Bahia Herradura); Tongoy.

Jungpleistozän und Holozän: entlang des untersuchten Küstenabschnittes.

Myoida STOLICZKA, 1870
Myina NEWELL, 1965
Myacea GOLDFUSS, 1820
Myidae GOLDFUSS, 1820
Cryptomya CONRAD, 1848

Cryptomya californica (CONRAD)

(Tafel 13, Fig. 8)

1887 *Mya tenuis* Ph., — PHILIPPI, S. 163, Taf. 23, Fig. 11, (Quartär, Coquimbo).
1931 *Cryptomya californica* (Conrad) — GRANT & GALE, S. 417, Taf. 21, Fig. 7, 8a, b, 11, 14a, b. (Ob. Miozän — Rezent; Alaska bis Mexiko).
1958 *Cryptomya californica* (Conrad, 1837) — KEEN, S. 206, Fig. 320 (rezent, Alaska bis Mexiko).
1961 *Cryptomya californica* (Conrad) — OLSSON, S. 423, Taf. 77, Fig. 2, 2a (rezent, Alaska bis Paita [Nordperu]).

Ausführliche Synonymieliste mit Diskussion und guter Beschreibung bei GRANT & GALE (l. c.).

Bemerkungen: Rechte Klappe meist konvexer, gleichmäßiger gerundet als linke Klappe; linke Klappe mit deutlicher, gerundeter Kante vom Wirbel zur Mitte des Hinterrandes ziehend, vom gerundeten, geschwungenen Dorsalrand durch einen schwachen Sulcus getrennt. Hinterende in beiden Klappen deutlich abgestutzt.

Wirbel klein, wenig hervortretend, meist in der Mitte, kann jedoch nach vorne oder hinten verschoben sein.

Skulptur durch feine konzentrische Anwachsstreifen, die unregelmäßig, gebündelt zu konzentrischen Leisten anschwellen können. Chondrophorenplatte in der linken Klappe groß, löffelförmig, nahezu senkrecht zur Klappe abstehend, leicht asymmetrisch nach hinten gebogen, vorne und hinten durch eine Leiste begrenzt, wobei die hintere Leiste keulenförmig zahnartig erhaben ist und durch eine Furche von der eigentlichen, konkaven Chondrophorenplatte getrennt wird.

Maße (in mm):
Mittelwerte aus einer altpleistozänen Population (n = 87) von Coquimbo:
Länge = 29 mm; Höhe = 21 mm; Konvexität beider Klappen = 9 mm.

Vorkommen:
Altpleistozän (Serena): Coquimbo, Caldera.
Mittelpleistozän (Herradura): Caldera.
Rezent: Alaska bis Paita (Nordperu).
Über obermiozäne/pliozäne Vorkommen in Californien siehe GRANT & GALE (1931, S. 418).

Hiatellacea GRAY, 1824
Hiatellidae GRAY, 1824
Panope MENARD, 1807

Panope coquimbensis D'ORBIGNY
(Tafel 13, Fig. 5, 6)

1842 *Panopaea coquimbensis,* d'Orb. — D'ORBIGNY, Seite 126, Taf. 15, Fig. 7, 8 (Tertiär, Coquimbo).
1854 *Panopaea Coquimbensis* — HUPE in GAY, S. 373, (Tertiär, Coquimbo).
1887 *Panopaea coquimbensis* D'Orb. — PHILIPPI, S. 166, Taf. 34, Fig. 1 (Abb. nach D'ORBIGNY).
1887 *Panopaea guayacanensis* Ph. — PHILIPPI, S. 167, Taf. 34, Fig. 2 (Tertiär, Guayacan).

Bemerkungen: Die Mehrzahl der Exemplare liegt nur als doppelklappige Steinkerne, mehr oder weniger verdrückt, in Lebendstellung oder in Ausschwemmungslagen vor. Das Hauptmerkmal zur Abtrennung gegen *P. oblonga* ist die Lage des Wirbels, bzw. das Längenverhältnis Vorderseite/Hinterseite der Klappe; Klappen sehr ungleichklappig; vorderer Dorsalrand kurz, schräg abfallend in den stark gerundeten Vorderrand übergehend; hinterer Dorsalrand lang, schwach abfallend; Wirbel groß, gebläht, schwach prosogyr; Gehäusewölbung stark, besonders in Wirbelnähe, nach vorne steil, nach hinten allmählich abfallend; Verhältnis Länge der Vorderseite zur Höhe der Schale siehe Abb. 46. Das Längenverhältnis Vorderseite zur Hinterseite der Klappe schwer meßbar, da die langgezogenen und klaffenden Hinterseiten nur sehr schwache Schale besaßen und meist verformt oder zerbrochen sind. Skulptur: kräftige, konzentrische Falten in unregelmäßigen Abständen; Anwachsstreifen deutlich.

Die von PHILIPPI (l. c.) für *P. guayacanensis* angeführten Merkmale beruhen auf Verdrückungserscheinungen im Sediment. Abdrücke des Mantelrandes mit tiefer und hoher Mantelbucht sowie die Muskelabdrücke auf den Steinkernen sind sehr breit und deutlich erkennbar (vgl. D'ORBIGNY, l. c., Abb. 8).

Vorkommen: Pliozän (tiefere Serie): Coquimbo: Estero Culebron, Bahia Herradura, Quebr. Herradura.

Panope oblonga PHILIPPI
(Tafel 13, Fig. 7)

1887 *Panopaea oblonga* Ph. — PHILIPPI, S. 167, Taf. 35, Fig. 1, (Tertiär, Guayacan).
1887 *Panopaea Buchanani* Ph. — PHILIPPI, S. 166, Taf. 35, Fig. 2, (Tertiär, Guayacan).

Bemerkungen: Wirbel nur etwas vor der Klappenmitte gelegen, nicht so stark gewölbt wie bei *P. coquimbensis;* gleichmäßiger Abfall der Wölbung vom Wirbel nach vorne und hinten; vorderer Dorsalrand zunächst gerade oder leicht schräge abfallend bevor er in die starke Krümmung des Vorderrandes übergeht. Skulptur etwas feiner, mit schwächeren, aber zahlreicheren konzentrischen Falten als *P. coquimbensis.* Da die Mehrzahl der Unterscheidungsmerkmale zu *P. coquimbensis* sehr anfällig gegen postmortale Verdrückungen ist, kann oft eine eindeutige Artzugehörigkeit nicht gegeben werden.

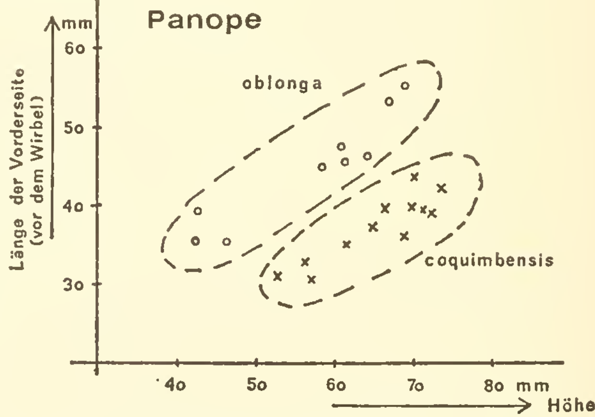


Abb. 46: Verhältnis der Länge der Vorderseite (Klappenlänge vor dem Wirbel) zur Gesamthöhe als wichtiges Merkmal zur Unterscheidung von *Panope coquimbensis* und *Panope oblonga.*

Vorkommen: Pliozän (tiefere Serie): Coquimbo: Südende Bahia Herradura; Estero Culebron; Quebrada Herradura.

Aus dem höheren Pliozän und Pleistozän sind keine Funde von *Panope* bekannt geworden. Auch heute fehlt die Gattung entlang der nord- und mittelchilenischen Küste.

GASTROPODA CUVIER, 1797
Prosobranchia MILNE EDWARDS, 1848
Archaeogastropoda THIELE, 1925
Patellina IHERING, 1876
Patellacea RAFINESQUE, 1815
Patellidae RAFINESQUE, 1815
Patella LINNE, 1758

***Patella (Ancistromesus) fuenzalidai* n. sp.**

(Tafel 14, Fig. 1—3)

Derivatio nominis: Zu Ehren des verstorbenen Direktors der Escuela de Geologia, Universidad de Chile, Prof. Humberto Fuenzalida Villegas.

Locus typicus: Bucht N La Piña und S Punta Cabeza de Vaca, nördlich Caldera, Provinz, Atacama, Nordchile.

Stratum typicum: Pliozän, tiefere Serie.

Diagnose: Eine sehr großwüchsige Art der Untergattung *Ancistromesus* Dall, 1871, mit gleichmäßig gerundetem Umriß und zahlreichen feinen Radialrippen.

Material:

Holotypus (1965 IV 103): Taf. 14, Fig. 1

Paratypus (1965 IV 104): Taf. 14, Fig. 2 und weitere 10, z. T. nicht vollständige Exemplare.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, kegelförmig, nur 1/3 so hoch wie lang, zum Vorderrand steiler konvex abfallend als zum Hinterrand; Apex subcentral: 2/5 der Gesamtlänge vom Vorderrand entfernt. Abfall des Gehäuses mit Annäherung zum Basalrand meist steiler.

Umriß: rund, eiförmig, Hinterrand gleichmäßig gerundet, am Vorderrand leicht zugespitzt.

Schale: In der Umgebung des Apex sehr dünn, dem Basisrand zu an Stärke zunehmend; Basisrand sehr kräftig, breit, abgeflacht. Im Innern der Eindruck des charakteristischen Mantelrandes (nach hinten hufeisenförmig geschlossen, nach vorne sich axtähnlich erweiternd) gut sichtbar. Das Myostracum (Schale über der Muskelanheftung) ist in seiner Feinstruktur von den anderen Schalenteilen abweichend und meist komplex-prismatisch (vgl. Spezialstudie von MacClintock, 1967, S. 50 f) und bildet zur übrigen Schale eine deutliche Trennfuge entlang der der apicale Teil kalottenförmig, den Umriß der Muskelanheftung nachzeichnend, herausbricht. Skulptur: Vom Apex gehen zahlreiche sehr feine Radialrippen aus. Die Zahl und Stärke schwankt stark. Bei kräftiger Ausbildung sind 80—120 vorhanden; bei sehr feiner Ausbildung konnten bis 240 Radialrippen am Basisrand gezählt werden. In der Nähe des Apex treten oft unregelmäßige, faltenartige Verdickungen auf. Die Skulptur wird stark überprägt durch die kräftigen, z. T. wulstartigen Anwachsstreifen, die besonders bei abgerollten Exemplaren die axiale Skulptur überdecken.

Maße (in mm):	L	H	D
Holotypus:	209	68	187
Paratypus:	188	61	161

Bemerkungen: Die neue Art steht wohl der rezenten Art *P. (Ancistromesus) mexicana* Brod. & Sow. (abgebildet bei Keen, 1958, S. 242, Fig. 1) nahe, deren Verbreitung vom Golf von California bis N-Peru reicht. *P. mexicana* zeichnet sich jedoch durch deutliche Kanten aus, die einen polygonalen Umriß bewirken, die Ornamentierung ist ebenfalls gröber.

Die vorliegenden Gehäuse sind meist an der apicalen Kappe zerstört, hier ist die Schale besonders dünn. Noch zu Lebzeiten wurde die Schale von Bohrmuscheln (Pholadidae) und Serpulidae angebohrt. Neben dem hier besonders stark ansetzenden Abrieb, wie ihn Ehrenberg (1934, S. 31 f.) an Patellen aus dem Miozän des Wiener Beckens berichtet, spielt die Schwächelinie entlang des scharfen Kontakts zwischen Myostracum und der übrigen Schale eine wichtige Rolle bei der Ablösung des kalottenförmigen Apicalteiles vom ringförmigen Basalteil; eine häufige postmortale Zerlegung der Gehäuse.

Vorkommen: Die Art wurde bisher nur in den basalen Schichten der tieferen Pliozänserie, zwischen dem Blockwerk am Fuß von Klippen und der Felsenküste sowie in dem umgebenden Grobschill gefunden.

Caldera: N La Piña, Playa Ramada; Puerto Viejo.

Chañaral de Azeitunas: Mündung Quebr. Chañaral, Mündung Quebr. Carrizalillo.

Caenogastropoda COX, 1959
Cerithiacea FLEMING, 1822
Turritellidae WOODWARD, 1851
Turritella LAMARCK, 1799

Turritella cingulatiformis MÖRICKE
(Tafel 14, Fig. 10, 11)

1896 *Turritella cingulatiformis* nov. sp. — MÖRICKE, S. 556, Taf. 11, Fig. 4 (Coquimbo, Caldera, Jungtertiär).
1967 *Turritella cingulatiformis* MÖR. — HERM, PASKOFF & STIEFEL, S. 23 (Pliozän, Tongoy).

Vorkommen: Mejillones, Antofagasta, Caldera (Quebr. Blanca), Rio Copiapo (Puerto Viejo), Quebr. Chañaral de Azeitunas, La Serena, Coquimbo (Bahia Herradura, Estero Culebron), Tongoy, Maitencillo, Horcon.

Turritella cingulatiformis findet sich in diesen Gebieten in der gesamten Pliozänserie, meist lagenweise in sehr großer Individuenzahl.

Turritella cingulata SOW.
(Tafel 14, Fig. 12—15)

1849 *Turritella cingulata.* — REEVE, Turritella Taf. 6, Fig. 23, (rezent, Valparaiso).
1854 *Turritella cingulata* — HUPE in GAY, Bd. 8, (Zoologia), S. 154 (rezent, Chile; Quartär: Coquimbo).
1896 *Turritella cingulata* — MÖRICKE, S. 556, Taf. 11, Fig. 5 (Quartär und rezent, Chile).
1909 *Turritella cingulata* Sowerby — DALL, S. 231, (rezent, Manta bis Chiloe).

Vorkommen: In nahezu sämtlichen pleistozänen und holozänen Sedimenten in Nord- und Mittelchile.

Bemerkungen: *T. cingulatiformis* MÖR. und *T. cingulata* SOW. stellen zwei Glieder einer durch lückenlose Übergänge verbundenen Entwicklungsreihe dar. Die Beschreibung der Merkmale, die sich fließend seit dem Pliozän und während des Pleistozän verändert haben, soll für die Entwicklungsreihe gemeinsam erfolgen. Da Turritellen sowohl im Pliozän, als auch in allen Stufen des Pleistozän massenhaft vorkommen, konnten in allen Gebieten die Umformung mit den zahlreichen Übergangsformen beobachtet werden. Bereits MÖRICKE (1896, S. 556) erkannte, daß *T. cingulatiformis* nahe verwandt mit *T. cingulata* ist, und der rezenten Form näher steht als ihrem Vorläufer, der *T. affinis* HUPE aus dem Miozän. Diese Annäherung der pliozänen Form an die rezente Form dürfte in der relativ kürzeren Zeit zwischen Pliozän und Holozän im Vergleich mit der Zeitspanne zwischen unterem Miozän (*T. affinis* stammt aus den Basisschichten der Formation Navidad) und Pliozän zu sehen sein.

In der Terminologie der wichtigsten Merkmale folge ich weitgehend MARWICK (1957, S. 9 f.). Hierbei wird das Hauptgewicht auf die Form der Windung, Tiefe der Nähte und die Reihenfolge der Einschaltung der Spiralrippen während der ontogenetischen Entwicklung, besonders im neanischen Stadium (die ersten 8 Windungen nach dem Protoconch) gelegt. Protoconch und Labialsinus bleiben seit dem Pliozän in dieser Entwicklungsreihe nahezu unverändert.

Turritella cingulatiformis

(Pliozän; Caldera Quebr. Blanca):

Spiralrippe B ist in den neanischen Umgängen die stärkste, dominierende Rippe und in der Peripherie vorstehend stark gekörnelt. A und C zurücktretend; C sehr schwach nahe der unteren Naht; Einschaltung von s gefolgt von s_1 und t; t bleibt schwach, begleitet von t_1; im weiteren Verlauf wird A und C kräftiger, gleichstark mit B und im gleichen Abstand voneinander; auf adulten Umgängen tritt D sehr nahe der unteren Naht auf; s und s_1 können ganz zurücktreten; A, B, C dominieren; Rampe unter der oberen Naht schräg vorspringend, glatt und ohne Spiralrippe; Naht relativ tief eingesenkt; Windungen rundlich gewölbt.

Turritella cingulata

(Tongoy, Quebr. Romeral; Altpleistozän, Serena-I-Stufe):

B ist die kräftigste, stark gekörnelte und an der Peripherie vorstehende primäre Spiralrippe; A und C erst im weiteren Verlauf gleichstark; Einschaltung von sehr feinen s und t; zwischen A und s sehr feine s_1, die jedoch meist wieder verschwindet; s und t erreichen auch im adulten Zustand nicht annähernd die Stärke wie die Primärrippen; Rampe unter der oberen Naht vorhanden, meist glatt, seltener mit einer sehr feinen Sekundärrippe bedeckt; Naht eingesenkt; Peripherie jedoch kaum gewölbt, meist glatt, da die Primärrippen im adulten Zustand gleich stark sind.

Aufgrund dieser zylindrischen Form der Umgänge mit flacher Peripherie und der nur noch schwachen Einsenkung der Nähte werden die altpleistozänen Formen bereits zu *T. cingulata* gestellt.

Turritella cingulata

(rezent; Playa Quiliruca, N Horcon):

Auf den neantischen Windungen A, B, C gleichzeitig und

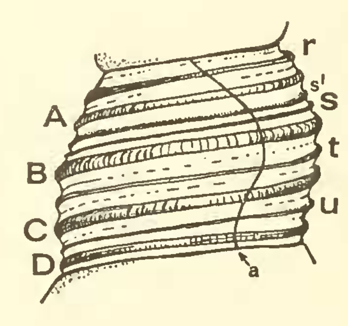


Abb. 47: Bezeichnung der Spiral-Ornamentation bei *Turritella* (nach MARWICK, 1957):
A, B, C, D = Primär-Spiralrippen; r, s, t, u = Sekundär-Spiralrippen; s^1 = tertiäre Einschaltrippe; a = Anwachslinie.

gleich stark vorhanden; Abstände untereinander gleichmäßig aber sehr eng. Gleichzeitige Einschaltung von r, s, t; s und t entwickeln sich kräftig und füllen die Zwischenräume A/B und B/C nahezu aus; im adulten Zustand können s und t bei einigen Exemplaren gleichstark wie A, B, C werden; r schwankend in der Stärke, die schmale Rampe unter der oberen Naht bedeckend; Windungen zylindrisch mit flacher Peripherie; Nähte kaum eingesenkt; gesamte Spira sehr gerade und geschlossen.

Es ist nicht möglich, eine scharfe Grenze zwischen *T. cingulatiformis* und *T. cingulata* zu legen. Im Altpleistozän haben innerhalb einer Population noch zahlreiche Individuen altertümliche Merkmale, erst langsam, während der verschiedenen Stufen des Pleistozän, überwiegen in den Populationen die Individuen mit „modernen" Merkmalen.

Muricidae FLEMING, 1828
Chorus GRAY, 1847

Chorus blainvillei blainvillei (D'ORB.)
(Tafel 15, Fig. 1a, b)

1842 *Monoceros Blainvillei* — D'ORBIGNY, S. 116, Taf. 6, Fig. 18, 19.
1846 *Monoceros Blainvillei*, d'Orb. — DARWIN, S. 129, (Coquimbo).
1854 *Monoceros Blainvillei* — HUPE in GAY, t. VIII (Zoologia), S. 197 (Tertiär, Coquimbo).
1887 *Monoceros Blainvillei* d'Orb. — PHILIPPI, S. 62, Taf. 5, Fig. 2 (Abb. nach D'ORBIGNY; Tertiär, Coquimbo).

Beschreibung: Schale groß, birnförmig; Spira knapp 1/5 der Gesamthöhe des Gehäuses; 4—6 deutlich getrennte, kantige Umgänge. Letzter Umgang groß; obere Naht dicht unterhalb der oberen Spiralrippe des vorhergehenden Umgangs; breite, schrägabfallende, gerade Rampe, darunter steilabfallend, nur schwach gerundet, erst im untersten Teil bauchig. Skulptur aus meist 3 kräftigen Spiralrippen, die oberste als Umgangskante am stärksten ausgebildet; auf der schrägen Rampe die Andeutung einer schwachen Spiralrippe; die Basis trägt zahlreiche, feine, dicht aneinanderschließende Spiralrippchen; deutliche Zahnfurche; deutliche Anwachsstreifen, auf der Rampe protocyrt, in der Überlagerung mit den Spiralrippen leichte wulstartige Verdickungen. Mündung groß, oval, durch die starke Umgangskante im oberen Teil eckig; Kanal gerade, verlängert breit, am Ende leicht nach hinten gekrümmt. Pseudumbilicus durch die, im unteren Teil breite Columellarlippe verdeckt; Lippen glatt; Außenlippe durch die kräftige Schale verdickt, an den Spiralrippen leicht ausgezipfelt; kräftiger Zahn am unteren Teil der Außenlippe, am Beginn des Kanals. Protoconch bei diesen Formen des bewegten Wassers stets abgebrochen oder abgerieben.

Maße:
Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe: M = 18,5 %;
Breite im Verhältnis zur Höhe des letzten Umgangs: M = 84,5 %.

Bemerkungen: Die Variation dieser Art ist sehr groß und in einzelnen Populationen treten Übergänge zu den Unterarten auf. Als besonders variabel erwies sich die Stärke der Spiralrippen, die Breite der Rampe, die Länge und Breite des Kanals; die Mündung des Kanals kann oft mit schwielenartigen Verdickungen des unteren Teils der Columellarlippe verdickt sein. Als konstante Merkmale erwiesen sich das Breiten/Höhenverhältnis der Gesamtschale und die Breiten/Höhenverhältnisse des letzten Umgangs.

D'ORBIGNY (l. c., S. 116) weist auf die gedrungene Form und den kürzeren Kanal als Unterscheidungsmerkmal zur rezenten Art *Ch. giganteus* (LESS.) hin. Die Angabe D'ORBIGNYS, es handelt sich um ein peruanisches Fossil, das er in Bolivien erhielt, bezieht sich wohl auf Funde von Mejillones.

Vorkommen: Pliozän: Mejillones; Caldera; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo.

Chorus blainvillei nodosus (MÖRICKE)
(Tafel 16, Fig. 1, 2)

1887 *Monoceros Blainvillei* var.? — PHILIPPI, S. 62, Taf. 5, Fig. 3 (Tertiär, Chiloe).
1887 *Monoceros grandis* var. — PHILIPPI, Taf. 6, Fig. 5 (Coquimbo).
1896 *Monoceros Blainvillei* D'Orb. var. *nodosa* — MÖRICKE, S. 563 (Tertiär, Coquimbo).

Beschreibung: Schale groß, dick; Spira klein; 5—6 kantige Umgänge mit gerader, breiter, nur schwach abfallender Rampe, die von einer kräftigen, wulstigen Spiralrippe begrenzt werden; die Umgänge setzen unmittelbar an oder kurz unter dieser Rampe an, so daß der Apicalwinkel sehr groß wird; der Umgang fällt unter dieser Umgangskante senkrecht, nur im unteren Teil bauchig, ab. Skulptur aus meist 3 kräftigen Spiralrippen, die, am stärksten bei der oberen, zu stachelförmigen Knoten ausgezogen sind; 7—11 Knoten im letzten Umgang; diese Knoten der einzelnen Spiralrippen liegen senkrecht übereinander oder sind nach vorne verschoben, auf Lücke; die unterste Spiralrippe weist nur sehr schwache Knotenbildung auf; unter der deutlichen Zahnfurche 2—4 schmale, schwache Spiralrippchen. Mündung groß;

oben sehr breit und sich unterhalb der Umgangskante verschmälernd. Spindel etwas geknickt; Kanal verlängert, leicht gebogen, breit mit Siphonalwulst; Pseudumbilicus meist durch verbreiterten unteren Teil der Columellarrippe überdeckt; Innen- und Außenlippe glatt; Außenlippe an den Knoten ausgezipfelt. Kräftiger Zahn.

Maße:

Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe M = 12,5 %;
Breite im Verhältnis zur Höhe des letzten Umgangs: M = 97,5 %.

Bemerkungen: In folgenden Merkmalen bestehen Übergänge zur Nominat-Unterart: Stärke der Spiralrippenausbildung von Knoten Neigung und Breite der Rampe, Ansatzhöhe der Umgänge an den vorderen Umgängen.

Juvenile Formen von *Ch. blainvillei nodosus* ohne Knotenbildung ähneln sehr der Abbildung von *Monocerus pyrulatus* Phil. Eine Unterscheidung zu Jugendformen von *Ch. doliaris* (Phil.) ist nicht möglich.

Vorkommen: Pliozän: Chiloe (Philippi, l. c.), Caldera, Chañaral de Azeitunas, Coquimbo, Tongoy.

Chorus doliaris (PHILIPPI)
(Tafel 16, Fig. 3; Tafel 17, Fig. 1)

1887 *Monoceros doliaris* Ph. — Philippi, S. 61, Taf. 6, Fig. 11 (La Cueva).
1887 *Monoceros pyrulatus* Ph. — Philippi, S. 61, Taf. 5, Fig. 7 (Tertiär, Coquimbo).
? 1896 *Monoceros* cf. *pyrulatus* Ph. — Möricke, S. 566 (Coquimbo).

Beschreibung: Schale groß, dick, birnförmig; Spira klein; letzter Umgang bauchig, im Umriß sehr ähnlich *Ch. blainvillei*. Die Umgänge setzen zwischen 1. und 2. Hauptspiralrippe an den vorhergehenden Umgängen an. Skulptur: 5—6 kräftige Spiralrippen, die oberste oft wulstartig verdickt, begrenzt die schrägabfallende Rampe, unter dieser Kante fällt der Umgang bauchig ab. In den Zwischenräumen der Haupt-Spiralrippen schalten sich in der Mitte mittelkräftige Spiralrippen ein, die unterhalb und oberhalb von jeweils 4—6 feinen und dicht gedrängten Tertiär-Spiralrippen begleitet werden; schuppige Überlagerung mit den Anwachsstreifen. Unterhalb der deutlichen Zahnfurche 2—3 feine Rippchen, nochmals eine kräftige und dann wieder 8—11 sehr feine Rippen. Mündung groß; oval und nur durch die kräftigen Spiralrippen leicht gekantet. Kanal gerade bis leicht gebogen, eingetieft und am unteren Ende abgestutzt; breite Columellarlippe; Außenlippe glatt. Kräftiger Zahn.

Maße:

Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe: M = 19,8 %;
Breite im Verhältnis zur Höhe des letzten Umganges: M = 92,6 %.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich durch die Ornamentierung mit Primär-, Sekundär- und Tertiär-Spiralrippen von der im Umriß sehr ähnlichen *Ch. blainvillei*-Gruppe. Die Variation ist wie bei anderen *Chorus*-Arten besonders auf die Stärke der einzelnen Skulpturelemente, Länge des Kanals und Breite der Mündung beschränkt.

In großen Populationen von *Ch. doliaris* treten immer wieder Jugendformen auf, die sehr kräftige Primär-Spiralrippen haben, aber bei denen die Sekundär- und Tertiärrippen nur schwach vorhanden sind oder fehlen. Als eine solche Jugendform ist *Monoceros pyrulatus* Phil. aufzufassen. Der Holotyp zu *M. pyrulatus* Phil. ist im Mus. Nac. Hist. Nat. Santiago nicht auffindbar. Der Holotypus zu *Ch. doliaris* (Phil.) ist im Mus. Nac. Hist. Nat. Santiago vorhanden.

Der vermutliche Hypotypus zu „*Monoceros costatus*? Sow." in Philippi (1887, S. 60, Taf. 5, Fig. 9) weicht von der Abbildung ab; es handelt sich wohl um eine jugendliche Form von *Ch. doliaris* Phil. und gehört nicht in die Gruppe von *Nucella (Acanthina) costata* (Sow.).

Vorkommen:

Pliozän (vorwiegend höheres Pliozän): Caldera; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo, Tongoy.

Chorus grandis (PHILIPPI)
(Tafel 15, Fig. 2, 3, 5)

v 1887 *Monoceros grandis* Ph. — Philippi, S. 60, Taf. 5, Fig. 4 (La Cueva).
1887 *Monoceros ventrosus* Ph. — Philippi, S. 61, Taf. 6, Fig. 4 (Coquimbo, Guayacan).
1887 *Monoceros laevis* Ph. — Philippi, S. 61, Taf. 5, Fig. 8 (Guayacan).
v 1887 *Monoceros tenuis* Ph. — Philippi, S. 60, Taf. 5, Fig. 10 (Coquimbo).
1896 *Monoceros grandis* Phil. — Möricke, S. 564 (Coquimbo).

Beschreibung: Schale groß, dick, birnförmig; Spira nur 1/5 der Gesamthöhe der Schale; 5—7 deutlich abgesetzte und gerundete Umgänge; letzter Umgang groß, gerundet aufgebläht, nahe der 2. kräftigen Spiralrippe ansetzend; Rampe stets gewölbt; Umriß der Umgänge nicht kantig wie bei den vorhergehenden Arten, mehr bauchig, die größte Breite in der Mitte der Mündung. Skulptur variabel, meist aus 4—5 kräftigen Spiralrippen, zwischen die sich jeweils 4—6

feine Sekundärrippen einschalten. Bei zahlreichen Exemplaren können diese Sekundärrippen primär fehlen; selbst die Primärskulptur kann bis auf die oberste Rippe stark zurücktreten, so daß die Formen nahezu glatt erscheinen. Unterhalb der deutlichen Zahnfurche 12—18 feine Spiralrippchen.

Mündung groß, oval, gleichmäßig gerundet; Kanal verlängert, gerade, nur im untersten Teil gebogen, breit und eingetieft. Pseudumbilicum durch breite Innenlippe bedeckt. Außenlippe glatt; Breite der Außenlippe hängt von der Dicke der Schale ab. Zahn am Beginn des Kanals kräftig.

Maße:

Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe: M = 19,3 %;
Breite im Verhältnis zur Höhe des letzten Umganges: M = 73 %.

Bemerkungen: Durch die deutlich gerundete, bauchige Form der Umgänge, das Fehlen der geraden Rampe und das tiefe Ansetzen der Windungen an den vorhergehenden Umgängen und das Zurücktreten der Spiralrippen ist diese Art von dem Formkreis des *Ch. blainvillei* unterschieden.

Der Kanal zeigt die Tendenz zur Verlängerung, ohne sich stark zu krümmen. Die Ornamentation schwankt stark, ist jedoch innerhalb der einzelnen Populationen relativ gleichartig. *Ch. grandis* stellt eine wichtige Großform dar, die sowohl zu der im Pleistozän alleine auftretenden *Ch. giganteus* (Less.) überleitet, als auch zu der im Oberpliozän weit verbreiteten *Ch. doliaris* Verbindungen zeigt. Die Entwicklung zu *Ch. giganteus* (weitere Rundung der Umgänge, Zurücktreten der Spiralrippen und Verlängerung des Kanals) beginnt bereits im oberen Pliozän. Besonders in Populationen aus der Quebrada Chañaral und Quebrada Honda lassen sich einzelne Formen als *Ch. giganteus* bestimmen.

Bei den Abbildungen von Philippi zu *Monoceros laevis* (Taf. 5, Fig. 8) und *M. ventrosus* (Taf. 6, Fig. 4) handelt es sich um verschönte Zeichnungen juveniler Exemplare von *Ch. grandis* mit abweichender, bzw. fehlender Ornamentierung. *M. tenuis* Phil. ist ein sehr dünnschaliges Exemplar (wohl bedingt durch eine Stillwasserfazies), daher erscheint die Mündung erweitert. Die Form der Umgänge, die Lage und Länge des Kanals und die Ornamentation jedoch fallen in die normale Variationsbreite von *Ch. grandis.*

Chorus giganteus (LESSON)
(Taf. 15, Fig. 4a, b)

1846 *Monoceros giganteum* — Reeve, Bd. III *(Monoceros)* Taf. 1, Fig. 3 (Concepcion, rezent).
1854 *Monoceros giganteum* — Hupe in Gay, Bd. VIII (Zoologia), S. 198.
1887 *Monoceros giganteus* Lesson — Philippi, S. 62 (Tertiär, Coquimbo).
1896 *Monoceros (Chorus) giganteus?* Lesson — Möricke, S. 564, (Tertiär, Caldera, Coquimbo).
1954 *Chorus giganteus* (Lesson) 1829 — Carcelles, S. 272, Taf. 5, Fig. 1—11 (rezent, Valparaiso — Tubul).
Ausführliche Synonymieliste bei Carcelles (1954a).

Zu der ausführlichen Beschreibung bei Carcelles (l. c., S. 272) sollen nur einige ergänzende Angaben gemacht werden, die die Beziehungen zu den anderen, pliozänen Arten von *Chorus* aufzeigen: Letzter Umgang sehr groß, bauchig; er setzt erst unterhalb der oberen 2 Spiralrippen an die vorhergehende Windung an, daher ist die Spira höher; Umgänge gleichmäßig gewölbt; keine gerade Rampe ausgebildet; Außenrand der Mündung gleichmäßig gerundet ohne Beeinflussung der nur schwachen Spiral-Ornamentation; Skulptur aus 4—8 nur wenig hervortretenden Spiralrippen, gleichmäßig über die Rundung der Umgänge verteilt; keine Zwischenrippen. Unterhalb der deutlichen Zahnfurche 2—3 feine Spiralrippen. Siphonalkanal lang ausgezogen, eng, fast gerade, tief eingebuchtet.

Die Exemplare aus dem oberen Pliozän (Chañaral de Azeitunas) fallen durch ihre relative Größe und ihre robuste Schale auf (Gesamthöhe: 130 mm; Breite: 73 mm; Spira 42 mm). Nachdem diese Art bereits im oberen Pliozän in Mittel- und Nordchile auftrat und im Altpleistozän die ganze nord- und mittelchilenische Küste besiedelte, ist sie heute zurückgezogen auf den südlichen Teil Mittelchiles (Valparaiso — Tubul).

Maße:

1. Rezent, Golfo de Arauco:
   Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe: M = 19,8 %
   Breite/Höhe letzter Umgang: M = 66,3 %
2. Ob. Pliozän, Quebr. Chañaral de Azeitunas:
   Spira/Gesamthöhe: M = 18,7 %
   Breite/Höhe letzter Umgang: M = 69,2 %

Vorkommen:

Ob. Pliozän: Quebr. Chañaral de Azeitunas; Quebr. Honda; Tongoy.
Altpleistozän: Caldera; Mejillones; Quebr. Chañaral de Azeitunas; Tongoy.
Mittelpleistozän: Quebr. Honda; Coquimbo.
Rezent: Valparaiso bis Arauco.

Xanthochorus FISCHER, 1884

Xanthochorus cassidiformis (BLAINVILLE)
(Tafel 16, Fig. 6—8)

1854 *Purpura cassidiformis* — HUPE in GAY, S. 188 (rezent, Chile und Peru; Quartär: Coquimbo).
1909 *Trophon cassidiformis* Blainville — DALL, S. 218 (rezent: Paito bis Chiloe).

B e s c h r e i b u n g : Schale groß, dick; Spira bei adulten Exemplaren 1/4 der Gesamthöhe, im Jugendstadium 1/3 der Gesamthöhe des Gehäuses; 4—6 deutlich abgesetzte kantige Umgänge; letzter Umgang groß, sich schnell erweiternd; deutliche, gerade, schwach abwärts geneigte Rampe, unter dem deutlichen Kantenwulst zunächst schwach gewölbt, dann gerundet abfallend.

Skulptur sehr kräftig: 6—8 primäre Spiralrippen, die oberste als Kantenwulst ausgebildet; in den Zwischenräumen 7—10 sehr feine sekundäre Spiralrippen, die mittlere meist etwas stärker hervortretend; sekundäre Rippen auch auf der Rampe ausgebildet, in der Überlagerung mit den Anwachsstreifen oft schuppig; ferner 8—12 kräftige, oft wulstförmige hervortretende Axialrippen, die ebenfalls auf der Rampe ausgebildet sind. In der Überlagerung mit den primären Spiralrippen oft zu Knoten oder stachelförmig ausgezogen. Mündung groß, länglich oval; Kanal mäßig lang (1/3 der Gesamthöhe der Mündung), rückwärts gekrümmt; Außenlippe nicht verdickt, am Innenrand mit 10—12 länglichen Zähnchen besetzt; Innenlippe breit, Pseudumbilicus zum Teil überdekkend; Collumelarrand der Mündung leicht geschwungen mit deutlichem Knick in den Kanalrand übergehend.

M a ß e (in mm):
Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe: M = 19,1 %
Breite im Verhältnis zur Höhe des letzten Umgangs: M = 89,3 %.

B e m e r k u n g e n : In der Literatur erscheinen sehr wenige Abbildungen und Beschreibungen dieser rein endemischen auf den chilenisch-peruanischen Küstenbereich beschränkten Art. Die Beziehungen zur in der Literatur erwähnten Art *X. xanthostoma* (BROD.) sind unklar, da mir keine rezenten Exemplare der letzteren Art vorliegen. *X. cassidiformis* tritt meist in sehr individuenreichen Populationen auf, deren Individuen eine nur geringe Variabilität zeigen. Aus der Lebenslage von *X. cassidiformis* im Sediment (Funde vom Südende Bahia Inglesa, Herradura-Stufe) und aus dem Vergleich der Größendimensionen des Gehäuses, Lage und Form des Siphonkanals kann für diese Art eine sehr ähnliche Lebensweise wie für die Arten der *Chorus blainvillei-* und *Chorus grandis*-Gruppe angenommen werden. *X. cassidiformis*, bisher nur aus dem Pleistozän bekannt, löst in dem Biotop des sandigen-kiesigen Untergrundes einer geschützten, jedoch noch von der Brandung beeinflußten Küste, im Tiefenbereich zwischen unterer Gezeitenlinie und — 15 m, die reichen Faunen von *Chorus blainvillei* und *Chorus grandis* ab. *Chorus giganteus* als direkter Nachfolger der pliozänen *Chorus*-Arten zieht sich mehr nach Süden zurück, während bereits im Altpleistozän *X. cassidiformis* die nordchilenischen Küstenbereiche beherrscht.

V o r k o m m e n :
Altpleistozän: Mejillones; Caldera; Chañaral de Azeitunas.
Mittelpleistozän: Mejillones; Caldera, Chañaral de Azeitunas; La Serena; Coquimbo; Tongoy.
Holozän: im gesamten untersuchten Küstenbereich.
Rezent: Paita (Peru) bis Chiloe (Chile) (DALL, 1909, S. 218).

Concholepas LAMARCK, 1801

Concholepas concholepas (BRUGUIERE)
(Tafel 18, Fig. 4a, b)

1954 *Concholepas concholepas* (Bruguiere) 1798. — CARCELLES, S. 268, Taf. 4, Fig. 1—11, hier ausführliche ältere Synonymieliste! Eine eingehende Beschreibung dieser Art gibt CARCELLES (1954a) S. 269).

B e m e r k u n g e n : Von CARCELLES (1954, l. c.) wurde auf die große Variabilität der Ornamentation hingewiesen. SCHWABE (1959) versuchte durch statistische Auswertung der Volumina und der Schalendicke von Populationen aus verschiedenen Standorten (Volumen ist der Ausdruck des Höhen/Breiten-Verhältnisses und des Höhen/Längen-Verhältnisses) eine geographische Abhängigkeit zu ermitteln, um damit diese Merkmalskombination als einen von der geographischen Breite abhängigen Indikator zu verwenden.

Ebenso wie diese Merkmalskombination ist die Ornamentation standortsverschieden und vermutlich ökologisch abhängig. Individuen lokal sehr begrenzter Populationen zeigen gleiche Ornamentation; die Ornamentation ist also ein Populationsmerkmal. Wenn auch die Unterschiede zwischen entfernten Populationen beträchtlich sein können (Rippenzahl, Ausbildung von Stacheln etc.), so kann doch für *C. concholepas* ein Grundtyp der Ornamentation erkannt werden, der die pleistozäne und rezente Art von den pliozänen Formen trennt:

7—13 kräftige Spiralrippen, in den Zwischenräumen 2—5 feinere spirale Rippen, von denen die mittlere meist etwas stärker ist, alle Zwischenraumrippen können jedoch auch gleichstark sein. Überlagert wird diese Spiralskulptur durch starke axiale Anwachsstreifen; nach 3—5 feineren Anwachsstreifen tritt eine sehr kräftige, wulstartige Rippe auf, dadurch entsteht, in der Überlagerung mit der Spiralskulptur, ein nahezu quadratisches Gittermuster.

Allen Exemplaren gemeinsam ist die sehr kräftige Ausbildung der Innenlippe, die breit, wulstartig nach außen umgestülpt ist und in der oberen Parietalregion mit dem obersten Teil der Außenlippe verschmilzt. Bereits bei jungen Exemplaren ist die Umrahmung der Mündung leistenartig breit und geschlossen, die Mündung hebt sich leicht vom letzten Umgang ab.

Diese Art tritt seit dem Altpleistozän (Serena I), abgesehen von lokalen Populationsvariationen, nahezu unverändert auf. Nach SCHWABE (1959, S. 401) liegt heute das Optimalgebiet zwischen Corral und Valparaiso. Für die Rekonstruktion des Optimalgebietes für die einzelnen Stufen des Pleistozän reicht das Material nicht aus.

Concholepas nodosa MÖRICKE
(Tafel 18, Fig. 1—3)

1887 *Concholepas* sp. — PHILIPPI, S. 59, Taf. 58, Fig. 12 (Mejillones).
1896 *Concholepas nodosa* nov. sp. — MÖRICKE, S. 560, Taf. 11, Fig. 14, 15 (Coquimbo).

Beschreibung: Schale groß, eiförmig; Spira sehr klein, nur leicht kegelförmig erhaben; letzter Umgang sehr groß, nahezu die ganze Spira umhüllend. Mündung sehr groß, länglich oval, patelloid, offen; Siphonalkanal kerbenartig jedoch weit geöffnet. Die Spindel weit herabgezogen, leicht gebogen. Innenlippe als Begrenzung des Siphonalkanales umgeschlagen, breit, jedoch oben bei der Anheftung an der Spira schwach, nur als eine dünne Kalkschicht ausgebildet. Keine zusammenhängende, breite, wulstartige Verbindung der Columellarlippe mit der Außenlippe im adapicalen Teil der Mündung wie bei *C. concholepas;* der parietale Teil der Innenlippe zieht in die Mündung hinein. Außenlippe im adapicalen Teil nur wenig umgeschlagen, schmal und gerade; an der Peripherie leicht gewölbt; wulstig umgeschlagen, an den Spiralleisten kanalartig ausgezogen, am basalen Teil mit 2—3 groben, zahnartigen Leisten.

Ornamentation: Es überwiegen 5—9 sehr kräftige Spiralrippen, die in Überlagerung mit den wulstigen axialen Anwachsstreifen stark erhaben und zu Dornen und Stacheln ausgezogen sind, die sich imbricat überlagern und im abgerollten Zustand Knoten bilden (vgl. Holotyp, MÖRICKE 1896, l. c.). Selten treten zwischen diesen Hauptrippen 2—3 sehr schwache spirale Sekundärrippen auf (meist nur im juvenilen Teil der Schale erkennbar). Bei einem Großteil der Formen ist jedoch der Zwischenraum zwischen den Hauptrippen nur durch die axialen Anwachsstreifen ornamentiert. Auf der Innenseite prägen sich die kräftigen und nahe der Mündung kanalartig ausgezogenen Spiralrippen als Furchen durch und die Zwischenfelder erscheinen auf der Innenseite als ± breite Rippen.

Bemerkungen: Das wichtigste Merkmal zur Unterscheidung des pliozänen von dem pleistozänen und rezenten Formenkreis der Art *C. concholepas* ist die Ausbildung der Lippen. Wie schon aus der Abbildung zu *C. kieneri* HUPE (HUPE in GAY, 1859, Zoolog. Taf. III, Fig. 4; kopiert in PHILIPPI, 1887, Taf. 6, Fig. 1) erkennbar, ist die Parietalregion der Mündung nicht von einer leistenförmigen Lippe bedeckt, die Ornamentierung des vorletzten Umganges ist in der Mündung sichtbar, die Innenlippe zeigt nicht die geschlossene wulstartige Verdickung, hebt sich nicht vom vorletzten Umgang ab und hat keinen direkten Zusammenhang mit dem adapicalen Teil der Außenlippe. Bei *Concholepas concholepas* ist die gesamte Mündung geschlossen, breit, die Anheftungsfläche dadurch vergrößert und verstärkt.

Die Ornamentation ist standortsvariabel. Wenn auch im Pliozän neben stark bestachelten Exemplaren mit wenigen, aber kräftigen Rippen (hierher gehört der abgerollte Holotypus von MÖRICKE) auch relativ glatte Formen auftreten (hierher gehört wohl *C. kieneri* HUPE), so ist doch im allgemeinen zwischen den pliozänen und pleistozänen/rezenten Formen eine Entwicklung in Richtung einer Vermehrung der Rippen und einer deutlichen Verfeinerung der Ornamentation festzustellen; die Stachelbildung tritt zuück. Die Stachelbildung als Folge einer mit Kanälen versehenen Außenlippe verliert sich, da neben der Innenlippe besonders auch die Außenlippe wulstförmiger und dicker wird, die Kanäle werden geschlossen, die Anheftungsfläche wird breiter.

Maße (in mm):

	Länge	Breite	Höhe	L.100/B	L.100/H
Exemplare Caldera:	67	50	28	135	240
(Pliozän)	61	47	21	130	289
	54	34	19	151	292

Vorkommen: Pliozän (tiefere und höhere Serie): Caldera; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo.

Nucella RÖDING, 1798

Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum (LAMARCK)

(Tafel 17, Fig. 4, 6)

1846 *Monoceros crassilabrum* — REEVE, Bd. III, Monoceros, Taf. 4, Fig. 14b, c (rezent Valparaiso).

1854 *Monoceros unicorne* — HUPE in GAY, S. 194 (rezent, Chile; Quartär, Coquimbo).

1887 *Monoceros crassilabris* Brug. — PHILIPPI, S. 60, Taf. 6, Fig. 6 (La Cueva).

1954 *Nucella (Acanthina) crassilabrum* (Lam.) — CARCELLES, S. 257, Taf. 1, Fig. 1—4 (rezent, Caldera bis Valparaiso).

1954 *Nucella (Acanthina) crassilabrum* var. *globulus* (Sowerby). — CARCELLES, S. 264, Taf. 3, Fig. 44—48) (rezent, Ancud bis Antofagasta).

Bei CARCELLES (1954a) ausführliche Synonymieliste und Literatur über rezente Funde.

Beschreibung: Gehäuse rund, eiförmig; sehr kräftige Schale; Spira kurz, spitz (Höhe der Spira/Höhe des letzten Umganges: M = 13,1 %); letzter Umgang aufgebläht, groß, gerundet; Suturen meist nur wenig abgesetzt. Mündung oval, länglich; oben leicht zugespitzt, an der Basis in einen kurzen, offenen Kanal ausgezogen mit abgestutzten Ausguß; Columellarbegrenzung der Mündung meist senkrecht, gerade oder nur in der Mitte leicht konvex angeschwollen (vgl. LECOINTRE, 1952, S. 123, Fig. 12). Außenlippe meist sehr dick, mit einer Schrägkante, am unteren Ende mit einem kräftigen Zahn; Innenrand der Außenlippe glatt oder gezähnelt mit 9—14 Crenulationen. Ornamentierung stark variabel. Nominatunterart meist glatt oder, besonders im Jugend-Stadium, mit 4—7 Spiralrippen, zwischen die sich jeweils 1—4 sehr feine Spiralrippen einschieben können. Rampe meist ohne Ornamentation, gerade oder abgeschrägt, im letzten Umgang aber auch oft gleichmäßig gerundet, aufgeblasen (var. *globulus*, CARCELLES, 1954).

Bemerkungen: Die Gruppe der *N. crassilabrum* besitzt in einigen Merkmalen, die zur Artabgrenzung benutzt wurden, eine sehr große Variabilität, so daß in der älteren Literatur eine Vielzahl von neuen Arten erscheint. Einige dieser Merkmale sind ökologisch, durch die extremen Bedingungen der Biotope (z. B. Gezeitenzone und höheres Sublitoral einer felsigen oder grobklastischen, sehr der Brandung ausgesetzten Küste) beeinflußt. Wie bereits CARCELLES (1954, S. 256) betont, finden sich zahlreiche Übergänge zu den verschiedenen aufgestellten Arten. Da jedoch sowohl an pliozänen als pleistozänem Material eine relative Konstanz innerhalb der Populationen aus zeitlich wie räumlich verschiedenen Fundorten zu bemerken ist, sollen die angetroffenen Formen als Unterarten ausgeschieden werden, da sich hier wohl eine geographische Rassenbildung widerspiegelt. Bei folgenden Merkmalen wurde in der Gruppe der *N. crassilabrum* eine große Variationsbreite festgestellt:

Höhe der Spira im Verhältnis zur Gesamthöhe;
Breite und Rundung des letzten Umganges;
Breite der Außenlippe;
Bezahnung der Außenlippe;
Ornamentation: Zahl und Stärke der Spiralrippen.

Maße (in mm):
Im Pliozän erreicht *N. crassilabrum crassilabrum* eine Größe, wie sie von rezenten Funden (Literatur bei CARCELLES 1954a und eigene Aufsammlungen) nicht berichtet wird:

	Gesamthöhe	Höhe der Spira	Breite des Gehäuses	Breite der Außenlippe	Mündung Höhe	Mündung Breite
Pliozän:						
Quebrada Honda	86	12	66	10	32	17
	78	8	56	11	27	17
Chañaral des Azeitunas	88	12	56	8	29	16
Altpleistozän:						
Tongoy	75	9	53	8	34	17

Die Populationen aus den oberen Pliozän von La Cueva zeigen einen einheitlichen, aufgeblähten, stark gerundeten letzten Umgang, bei dünner Schale und schmaler Außenlippe.

Vorkommen:
Pliozän (tiefere Serie): Chañaral de Azeitunas.
Pliozän (höhere Serie): Caldera; Chañaral de Azeitunas; Quebr. Honda; La Serena; Tongoy; La Cueva.
Altpleistozän: Caldera; Chañaral de Azeitunas; La Serena; Tongoy.
Rezent (nach CARCELLES, 1954a): Caldera bis Valparaiso.

In Marokko und Teneriffa tritt zeitlich auf das Altquartär begrenzt *N. crassilabrum* auf (LECOINTRE 1952, S. 122, Taf. 28, Fig. 1—10, 18; 1963, S. 60, Taf. 2, Fig. 1—5; = *Purpura [Acanthina] crassilabrum* Lamarck). Bei diesen afrikanischen, relativ kleinen Formen, die eine Andeutung von axialen Rippen und eine auffallende axiale Farbornamentierung zeigen, dürfte es sich um eine eigene Unterart handeln. Die Formen sind nicht in die normale Variationsbreite der pliozänen und pleistozänen chilenischen Unterarten einzustufen.

Nucella (Acanthina) crassilabrum calcar (MARTYN)
(Tafel 17, Fig. 7—9)

1846 *Monoceros ambiguus.* — SOWERBY in DARWIN, S. 261, Taf. 4, Fig. 66, 67 (Tertiär, Coquimbo).
1887 *Monoceros ambiguus* Sow. — PHILIPPI, S. 59, Taf. 7, Fig. 1, (nach SOWERBY in DARWIN), (Coquimbo).
1950 *Nucella calcar* (Martyn) — CARCELLES, S. 60, Taf. 2, Fig. 33 (rezent).
1954 *Nucella (Acanthina) calcar* (Martyn) — CARCELLES, S. 259, Taf. 1, Fig. 5—11; Taf. 2, Fig. 12—22 (rezent, Südpatagonien, Feuerland, Malvinas).
Bei CARCELLES (1954a) ausführliche Synonymieliste der rezenten Funde.

Bemerkungen: Diese Unterart ist gekennzeichnet durch die kräftige Ornamentierung: die Umgänge sind mit dicht aneinanderschließenden, gerundeten, kräftig hervortretenden Spiralrippen bedeckt; die Zahl und Stärke schwanken stark. Ähnlich wie bei den rezenten Vertretern von Südpatagonien und Feuerland können 9—13 Rippen kräftig hervortreten und sich in die Zwischenräume unregelmäßig 1—3 feinere Rippen einschalten, oder die Umgänge sind gleichmäßig mit 18—26 gleichstarken Rippen besetzt. Durch die Überlagerung mit den Anwachsstreifen sind die Rippen mit imbricaten Schuppen bedeckt. Wulstartige axiale Verdickungen bezeichnen Mündungen bei früheren Wachstumsphasen.

Der letzte Umgang ist gleichmäßig gewölbt, die Gesamtgestalt kegel-eiförmig; die Spira im Verhältnis zur Nominatunterart höher (Verhältnis Spira/Höhe des letzten Umganges: M = 18,3 %). Im Gegensatz zu der Mehrzahl der rezenten Exemplare steht bei den pliozänen Formen die kräftige Ausbildung der Außenlippe, die bei großen Exemplaren bis zu 8 mm breit werden kann, glatt oder mit 8—12 Zähnen besetzt und somit der Nominatunterart gleicht. Durch die Verbreiterung der Außenlippe wird die Mündung schmäler und höher (Verhältnis Höhe-Breite der Mündung: M = 2,3). Die pliozänen Formen Mittelchiles erreichen die bedeutende Größe der rezenten Formen aus der magellanischen Faunenprovinz.

Maße (in mm):

	Gesamthöhe	Spira	Breite	Breite der Außenlippe
Caldera:	59	11	42	8
Quebr. Honda:	61	10	41	7

Vorkommen:

Pliozän (tiefere Serie): Caldera (Playa Chorillo, sehr häufig in Grobschillen); Chañaral de Azeitunas; Quebrada Honda: Grobschille der höheren Serie.

Im gesamten Pleistozän Mittel- und Nordchiles wurde diese Unterart nicht gefunden, somit erweist sie sich als sehr guter Indikator für das Pliozän.

Rezent ist diese Unterart aus der magellanischen Provinz (Südpatagonien, Feuerland, Islas Malvinas) bekannt (CARCELLES, 1954a, S. 260).

Nucella (Acanthina) crassilabrum costata (SOWERBY)
(Tafel 17, Fig. 2, 3)

1846 *Monoceros crassilabrum* — REEVE, Bd. III, *Monoceros*, Taf. 4, Fig. 14, a, d (rezent).
non 1887 *Monoceros costatus* ? Sow. — PHILIPPI, S. 60, Taf. 5, Fig. 9 (= *Chorus doliaris* PHIL.).
1954 *Nucella (Acanthina) crassilabrum* var. *costata* (Sowerby) — CARCELLES, S. 263, Taf. 3, Fig. 36—43 (rezent, Valparaiso bis Talcahuano).

Bemerkungen: Das Hauptmerkmal dieser Unterart sind die 1—4 kräftigen, wulstartig verdickten Spiralrippen.

An pliozänen Exemplaren von Chañaral de Azeitunas zeigen die Umgänge von der oberen Sutur bis zur ersten kräftigen Spiralrippe eine schräg geneigte, ebene Rampe; erst unter diesem Kantenwulst fällt der Umgang gewölbt ab. Die Umgänge setzen meist dicht unterhalb des ersten kräftigen Kantenwulstes an den vorhergehenden Umgängen an, so daß die Sutur durch die Kante geschützt wird. Die anderen Spiralrippen treten meist an Stärke hinter diesem Kantenwulst zurück, vereinzelt erscheinen zwischen diesen Haupt-Spiralrippen feinere Rippchen, somit werden sie gerippten *N. crassilabrum crassilabrum*, wie sie CARCELLES (1954, Taf. 3, Fig. 40, 41) abbildet, sehr ähnlich. In den anderen Merkmalen, besonders in der Breite der Außenlippe, entsprechen die pliozänen Formen ebenfalls ganz der Nominatunterart.

Maße (in mm):

	Gesamthöhe	Spira	Breite	Breite der Außenlippe	Mündung Höhe	Mündung Breite
Chañaral de	72	12	47	5	38	19
Azeitunas	63	9	43	5	28	16

Vorkommen:

Pliozän (höhere Serie): Quebrada Chañaral de Azeitunas; Quebrada Honda (sehr individuenreich).

Altpleistozän: Tongoy (selten).

Rezent: In kleineren Exemplaren von Valparaiso bis Talcahuano (CARCELLES, 1954a, S. 264).

Nucella (Acanthina) crassilabrum acuminata (SOWERBY)
(Tafel 17, Fig. 5)

1846 *Monoceros acuminatum* — REEVE, Bd. III, *(Monoceros)* Taf. 4, Fig. 13 (rezent, Valdivia).
1954 *Nucella (Acanthina) acuminata* (Sowerby), — CARCELLES, S. 262, Taf. 2, Fig. 23—35 (rezent, Caldera — Calbuco).

Bemerkungen: Diese Unterart ist durch die doppelkegelförmige Gestalt, bei nur schwacher Wölbung des letzten Umganges, ausgezeichnet. Die Mündung ist schmal und hoch; Spira im Verhältnis zur Höhe des letzten Umganges höher (M = 29,3 %) als bei der Nominatunterart. Die Ornamentation ist variabel, von nahezu glatten Formen bis zu Exemplaren mit 4—6 kräftigen Spiralrippen, zwischen die sich meist feine Sekundärrippen einschalten.

Extremformen mit mehr kugeligem Umriß des letzten Umganges, kurzer Spira, verbreiteter Mündung, verbinden diese Unterart mit *N. crassilabrum crassilabrum*, während stark ornamentierte Exemplare mit zahlreichen Spiralrippen zu *N. crassilabrum calcar* überleiten (vgl. CARCELLES, 1954a, S. 262).

Maße (in mm):

	Gesamthöhe	Spira	Breite	Breite der Außenlippe	Mündung Höhe	Mündung Breite
Caldera, (Altpleistozän):	40	10	29	3	24	12

Vorkommen:

Pliozän (höhere Serie): Chañaral de Azeitunas, La Serena (vereinzelt).

Altpleistozän (Serena I+II): Tongoy, Caldera (individuenreiche Populationen).

Rezent: (nach CARCELLES 1954a): Caldera — Calbuco.

Allgemeine Bemerkungen zur *N. crassilabrum*-Gruppe

Während heute eine geographische Differenzierung der Verbreitungsgebiete der Unterarten auftritt, wobei *N. crassilabrum calcar* die südlichste Region (magellanische Provinz) beherrscht, *N. crassilabrum costata* den südlichen Teil Mittelchile zusammen mit *N. crassilabrum acuminata* besiedelt, scheint die eigentliche Stammform *N. crassilabrum crassilabrum* auf das nördliche Mittelchile und Nordchile beschränkt zu sein.

Im Pliozän dagegen waren die Verbreitungsgebiete noch nicht so differenziert. Die 4 hier ausgeschiedenen Unterarten lebten, wohl lokal getrennt, in ähnlichen Biotopen, in reichen Populationen entlang der mittel- und nordchilenischen Küste.

Bereits im Altpleistozän verschwand *N. crassilabrum calcar* aus den mittel- und nordchilenischen Gebieten. Seit dem Mittelpleistozän herrschen die heutigen Verhältnisse.

Nucella (Acanthinucella) mirabilis (MÖRICKE)

1896 *Monoceros mirabilis* nov. sp. — MÖRICKE, S. 565, Taf. 11, Fig. 20, 21 (Tertiär, Coquimbo, Caldera).

Ergänzende Bemerkungen zur ausführlichen Beschreibung bei MÖRICKE:

Gestalt: doppelkegelförmig; Spira im Verhältnis zur Höhe des letzten Umganges M = 32,8%.

Ornamentierung: Grundskulptur aus 6—7—10 Spiralrippen von wechselnder Stärke über der Zahnfurche; zwischen den kräftigen Rippen schalten sich öfters 1—2 feine Spiralrippen ein; unter der Zahnfurche 1—2 kräftige Rippen und eine kräftige Basalfasciole.

Die Spiralrippen überlagern sich mit 8—11—13 kräftigen, wechselnd breiten Axialrippen; an den Kreuzungspunkten wulstartige Verdickungen; zusätzlich feine Anwachsstreifen vergittern sich mit den Spiralrippen in den Zwischenräumen.

Mündung: mit sehr kurzem, kanalartigem Ausguß; Außenrand vorgewölbt und zugeschärft mit den Spiralrippen entsprechenden, vorragenden Zähnchen; im Innern der Außenlippe 5—7 kräftige Crenulationen; am unteren Ende schmaler, zugespitzter Zahn; Innenlippe glatt, teilweise Pseudumbilicus überdeckend.

Gegenüber *Acanthina lugubris* (Sow.) (rezent: Südkalifornien, Baja California, Galapagos Inseln), die eine ausgesprochene Rampe besitzt, zeichnet sich diese Art durch die gleichmäßige doppelkegelförmige Gestalt und die reichere Ornamentierung aus.

Vorkommen:

Diese Art ist beschränkt auf die Mischfossilgemeinschaften der Grobschille in der Nähe der Felsenküste.
Höheres Pliozän: Caldera, Tongoy.
Im Pleistozän tritt diese Art nicht mehr auf.

Nucella (Acanthinucella) philippii (MÖRICKE)
(Tafel 16, Fig. 4, 5)

1896 *Monoceros Philippii* nov. sp. — MÖRICKE, S. 566, Taf. 11, Fig. 12, 13 (Tertiär, Caldera).

Ergänzende Bemerkungen zur ausführlichen Beschreibung bei MÖRICKE (l. c.):

Gehäuse langgestreckt; Spira im Verhältnis zur Höhe des letzten Umganges M = 30,8%.

Sutur eingetieft, Umgang fällt zunächst von der oberen Sutur senkrecht ab, um nach 1/4 der Um-

gangshöhe schräg auszuwölben. Ornamentierung: 6—8 kräftige Axialrippen, die nur auf der Wölbung ausgebildet sind und hier im oberen Teil wulstartig verdickt, fast verschmelzen. Im unteren Drittel des Umganges eine stark eingetiefte Zahnfurche, unterhalb dieser eine breite Spiralrippe. Stärke und Zahl der Axialrippen schwanken stark. Deutliche, feine Anwachsstreifen.

Mündung: hoch, gestreckt; Außenlippe vorgewölbt, zugeschärft; im Innern verdickt und mit 5—8 Crenulationen besetzt; Zahn kurz, oft nur eine zugespitzte Einfaltung der Wandung; Kanal lang (1/3 der Mündungshöhe), eingetieft und gekrümmt, Ausguß abgesetzt.

Maße (in mm):
Mittelwerte:

	Gesamthöhe	Spira	Breite	Mündung ohne Kanal Höhe	Mündung ohne Kanal Breite	Höhe des Kanals
Exs. Coquimbo	34	8	19	14	7	5
Exs. Caldera	23	4	13	10	4	4

Vorkommen:
Tieferes Pliozän: Coquimbo; Chañaral de Azeitunas; (selten, Grobsandfazies).
Höheres Pliozän: Caldera (Quebr. Blanca, selten in geröllführenden Aufarbeitungslagen).
Pleistozän: diese Art tritt nicht mehr auf.

Buccinacea
Nassariidae
Nassarius DUMERIL, 1805

Nassarius gayi (KIENER)
(Taf. 14, Fig. 5—9)

1853 *Nassa Gayi* — REEVE, Bd. 8 (Nassa), Taf. 13, Fig. 87 (rezent, Peru)
1854 *Buccinum Gayi* — HUPE in GAY, S. 205 (rezent, Valparaiso)
1887 *Buccinum Gayi* Kien. — PHILIPPI, S. 65 (Tertiär, La Cueva; Quartär, Coquimbo).
1896 *Buccinum* aff. *Gayi* KIEN. — MÖRICKE, S. 561 (Tertiär, La Cueva, Caldera).
1909 *Alectrion (Hima) gayi* Kiener — DALL, S. 215 (rezent, Callao, Peru bis Magallanes).

Bemerkungen: Die an der amerikanischen Westküste in der panamischen Faunenprovinz sehr artenreich vertretene Gattung *Nassarius* (vgl. GRANT & GALE, 1930; KEEN, 1958) tritt in Chile erstmals im höheren Pliozän (La Cueva) mit *N. gayi* auf.

Die von MÖRICKE (1896, S. 561) erwähnten Unterschiede der tertiären Formen, wie 8—10 Spiralrippen pro Umgang anstatt 9—12 Spiralrippen je Umgang bei rezenten Exemplaren fallen in die normale Variationsbreite dieser Art. Neben der Anzahl der Spiral- und Axialrippen ist die Höhe der Spira im Verhältnis zur Höhe des letzten Umgangs, die Breite des letzten Umganges und die Höhe der Mündung standortsgebunden variabel.

Vorkommen:
Höheres Pliozän: La Cueva:
Altpleistozän: Mejillones; Caldera; Chañaral de Azeitunas; La Serena; Tongoy.
Mittel-, Jungpleistozän und Holozän: im gesamten untersuchten Küstenabschnitt.

Fasciolariidae LAMARCK 1799

Fusinus RAFINESQUE 1815

Bemerkung: Die Zuordnung der folgenden Arten zur Gattung *Fusinus* folgt in Anlehnung an WENZ (1938—1944, S. 1257) und GRANT & GALE (1931, S. 638). Eine genaue generische oder subgenerische Bestimmung ist erst nach einer detaillierten Revision der Fasciolariinae und Fusininae möglich.

Fusinus remondi (PHILIPPI)
(Tafel 18, Fig. 5a, b, 7)

1887 *Fusus Rémondi* Ph. — PHILIPPI, S. 47, Taf. 2, Fig. 16, (Quartär, ?, Coquimbo; Tertiär, Südchile).

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, fusiform mit hoher Spira (M = 35 % der Gesamthöhe des Gehäuses) mit 5—7 Windungen; Suturen tief eingesenkt; Profil der Umgänge gleichmäßig gerundet, an der Basis leicht eingedrückt, in einen mittellangen Kanal ausgezogen. Skulptur: 8—14 stärkere Spiralrippen, zwischen die sich jeweils 1—3 feine Spiralrippchen einschieben. Am adulten Umgang und bei zunehmendem Abrieb erreichen die Einschalt-Spiralrippen die Stärke der Primär-Spiralrippen, so daß der Umgang gleichmäßig mit 25—40 dicht aneinanderschließenden feinen Rippen besetzt erscheint; durch Überlagerung mit den Anwachsstreifen oft imbricat geschuppt. Ferner treten pro Umgang 8—11 kräftige

Axialrippen auf; auf den jugendlichen Umgängen gut ausgebildet, nehmen sie auf dem letzten Umgang an Stärke ab, zeigen jedoch an der Peripherie stets langgezogene axiale wulstartige Verdickungen, die sich der Basis zu rasch abschwächen. Mündung: oval, länglich, an der Basis in einen tiefen, geraden, wenig geschlossenen Kanal ausgezogen ist (Länge des Kanals im Verhältnis zur Höhe der Mündung M = 48 %); Kanal am unteren Ende leicht gekrümmt; kräftige Siphonalvasciole; Außenrand nicht verdickt, leicht gezähnelt durch vorstehende Spiralrippen; Columellarrand gerade; Außenlippe im Innern glatt oder infolge Durchpausens der Spiralrippen gewellt.

B e m e r k u n g e n : Folgende Merkmale scheinen je nach Standort zu variieren: Länge des Kanals; Dikke der Wandung; Zähnelung am Innenrand der Außenlippe; Zahl und Stärke der Axialrippen. Ob es sich bei dem von D'ORBIGNY (1842, S. 117, Taf. 12, Fig. 6—9) aufgestellten *Fusus cleryanus* von Coquimbo um dieselbe Art oder um eine nahe verwandte Art (Unterart?) handelt, kann aus mangelndem Material nicht entschieden werden.

V o r k o m m e n :

Pliozän (tiefere und höhere Serie): Caldera (Quebr. Blanca); Chañaral de Azeitunas; Quebrada Honda; La Serena, Coquimbo; Tongoy.

Pleistozän: diese Art tritt nicht mehr auf.

Fusinus steinmanni (MÖRICKE)

(Taf. 18, Fig. 6a, b)

1896 *Fusus Steinmanni* nov. sp. — MÖRICKE, 570, Taf. 11, Fig. 18, 19 (Tertiär, Caldera)

Zusätzliche Bemerkungen zur Beschreibung bei MÖRICKE (l. c.):

Spira 25 % der Gesamthöhe des Gehäuses; bauchiger Umriß des letzten Umganges erhält durch die besonders an der Peripherie hervortretenden 13—16 knotigen Axialrippen ein kantiges Aussehen; Spiralrippen zahlreich (40—50) auf dem letzten Umgang, sehr fein, dicht aneinanderschließend; Kanal mittellang und leicht geschwungen, wenig geschlossen, am unteren Ende abgestumpft; Siphonfasciole nur schwach ausgebildet; Innenrand der Außenlippe meist glatt.

B e m e r k u n g e n : Diese Art hat Ähnlichkeit mit den miozänen Arten (Formation Navidad) *F. oncodes* (PHIL.) bzw. *F. domeykoanus* (PHIL.). Diese miozänen Formen zeichnen sich jedoch durch wenigere, aber kräftigere Axialrippen mit Knotenbildung an der kantigen Peripherie aus.

V o r k o m m e n :

Pliozän (höhere Serie): Caldera (Quebrada Blanca).

Fusinus petitianus (D'ORB.)

(Tafel 14, Fig. 4)

1842 *Fusus Petitianus* d'Orb. — D'OBRIGNY, S. 118, Taf. 12, Fig. 10, (Tertiär, Coquimbo).
1854 *Fusus Petitianus* — HUPE in GAY, S. 172.
1887 *Fusus Petitianus* D'Orb. — PHILIPPI, S. 46, Taf. 2, Fig. 12 (Abb. nach D'ORBIGNY, 1842) (Tertiär, Coquimbo).

B e m e r k u n g e n : Es liegen nur einige fragmentäre Exemplare von Mejillones und der Bahia Herradura vor.

Axiale Rippen scheinen zu fehlen; der letzte Umgang ist mit 35—45 sehr feinen, dichten Spiralrippen besetzt; Umgänge gleichmäßig gerundet, bauchig. Innenrand der Außenlippe mit 8—12 deutlichen Zähnen crenuliert.

V o r k o m m e n :

Pliozän (tiefere Serie): Mejillones, Bahia Herradura, Coquimbo.

Im höheren Pliozän und im gesamten Pleistozän wurde diese Art nicht mehr gefunden.

7. Zusammenfassung der Ergebnisse

7.1 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in zwei beschreibende, analytische Kapitel und einen auswertenden synthetischen Teil. Im ersteren werden, regional geordnet, Profilbeschreibungen gegeben sowie litho- und biofazielle Zusammenhänge innerhalb der einzelnen Sedimentationsgebiete aufgezeigt; im zweiten Teil wird die marine Sedimentationsgeschichte und die Faunenentwicklung der marinen Mollusken während des Pliozän und Pleistozän rekonstruiert. Um das Nachzeichnen der Faunenentwicklung verständlich zu machen, war es notwendig, die angewendeten palökologischen Methoden zur Biotop-Rekonstruktion in einem eigenen Kapitel darzulegen.

Die Untersuchungen erstreckten sich zwischen 22° S und 34° S auf folgende Gebiete: Hornito, Mejillones, Caldera — Rio Copiapo, Chañaral de Azeitunas — Carrizalillo, Quebrada Honda, La Serena — Coquimbo, Tongoy, Horcon, El Tabo — Lo Abarca und La Cueva.

In diesem Küstenabschnitt wurde keine Transgression des Pliozän auf marine Sedimente des Neogen oder Paläogen festgestellt. Im Zeitraum zwischen höherem Miozän (höhere Teile der Formation Navidad) und dem mittleren Pliozän (tiefere Serie der Formation Coquimbo) bedingte ein Meerestiefstand eine starke Ausräumung. Der Verlauf der Küste hat sich im Neogen und im Pleistozän nicht mehr wesentlich verändert.

Das Pliozänmeer konnte nur begrenzt in das Land eindringen, meist gebunden

a) an N—S verlaufende Grabenzonen, die schützende Halbinseln oder Inseln vom eigentlichen, steilansteigenden Festland abspalteten,

b) an während der Ausräumungsphase erweiterten Flußmündungen.

Die Vertikalbewegungen entlang dieser küstenparallelen Grabenzonen dauerten während des Pliozän an und setzten sich bis in das Pleistozän fort.

Sedimentationsgeschichte

Für das Verständnis der marinen Sedimentationsabläufe im Pliozän und besonders im Pleistozän ist eine Unterscheidung in tektonisch stabile und tektonisch instabile Küstenabschnitte notwendig. Es zeigt sich, daß die Küste Nordchiles und des nördlichen Teils Mittelchiles, außerhalb der lokal begrenzten Grabenzonen, bedeutend stabiler ist im Vergleich mit dem südlichen Teil Mittelchiles und Südchile. Dies ermöglicht eine Korrelierung der pleistozänen marinen Ingressionen im Untersuchungsgebiet, erschwert jedoch zunächst noch eine Ausdehnung des erarbeiteten Schemas auf den südlichen Teil Chiles.

Als eine tektonisch sehr stabile Zone erwies sich die Bucht von La Serena — Coquimbo, die hier ausgeschiedene Gliederung des marinen Pleistozän in 5 selbständige Ingressionen konnte auf die nördlichen und südlichen Gebiete ausgedehnt werden und erfuhr weitere Bestätigungen. Die Sedimentfolgen des Pliozän von Mejillones bis Tongoy lassen eine deutliche Zweiteilung erkennen. Eine Sedimentationsunterbrechung, bzw. die Anzeichen einer leichten Regression des Meeres trennen eine tiefere von einer höheren Pliozän-Serie. Dieses überregionale Ereignis nimmt an Intensität von N nach S ab. Im Gebiet von Mejillones kam es zur Verlandung von salinaren Lagunen, schwachen Diskordanzen und einer deutlichen Neutransgression mit Konglomeraten, bei Tongoy ist die Unterbrechung nur durch starke Schalenschutt-Lieferung und Geröll-Lagen mit Phosphoritknollen angedeutet.

Die tiefere Pliozänserie zeigt eine mannigfache Faziesdifferenzierung bedingt durch ein starkes Relief, das vom Meer überwältigt wurde. Klastische Sedimente, Grobsande mit sehr reichem Schalenschutt, aber auch Diatomite in Sandfolgen sind typisch.

Die höhere Pliozänfolge zeigt nur noch randlich grobe Sedimente, in den Buchten überwog eine Fein- bis Mittelsandsedimentation. Bezogen auf den heutigen Meeresspiegel, unter Ausschaltung der lokalen tektonischen Vertikalbewegungen, kann für den Hochstand des Pliozänmeeres + 180 bis 220 m angegeben werden.

Die Rekonstruktion der Sedimentationsgeschichte der einzelnen Ablagerungsgebiete brachte weiter zahlreiche Hinweise über die veränderte Lage der Flußmündungen im Pliozän; so mündete der Rio Limari im Pliozän und bis in das Altpleistozän in die Bahia de Tongoy. Das Gebiet Caldera — Rio Copiapo bestand während des größten Teils des Pliozän aus zwei getrennten Sedimentationsbecken, nur kurzfristig standen sie im obersten Pliozän und während der altpleistozänen Ingression durch das Meer in Verbindung. Der Rio Copiapo mündete stets in das südliche Becken.

Detailbeobachtungen an Sedimentstrukturen (z. B. Sandvulkane und Einbruchtrichter, Ausschwemmungslagen von Fossilien, etc.) zeugen von einem häufigen Sedimentationsrhythmus, in dem rasche,

kurzfristige und mächtige Sedimentation mit Zeiten geringerer Sedimentation oder Abtrag abwechselten, also typische Erscheinungen des Flachwasserbereiches. Schilleinregelung und Hochkantstellung von Schalenresten wird zur Rekonstruktion von Strömungen ausgedeutet (Altpleistozän von Juan Soldado, La Serena).

Faunistisch bestehen zwischen dem tieferen und höheren Pliozän nur geringe Unterschiede. Eine Trennung ist mit Pectiniden möglich: *Chlamys calderensis* und *Chl. simpsoni* treten in der tieferen Serie auf; *Chlamys vidali* und *Chl. hupeanus* wurde vorwiegend in der höheren Serie angetroffen. Das jüngere Pliozän ist ferner noch durch das Neuauftreten von einigen Formen (z. B. *Mesodesma donacium, Chorus giganteus)* gekennzeichnet, die dann im Pleistozän an Bedeutung gewinnen.

Ablagerungen der Regressionsphase an der Wende des Pliozän zum Pleistozän sind selten erhalten geblieben. Sie wurden ein Opfer der neuerlichen pleistozänen Meeresingressionen, die besonders in ihrer jeweiligen Regressionsphase sehr erosiv wirkten und bevorzugt in die weichen Pliozänsedimente eine nach W absteigende Terrassentreppe bildeten. Die Terrassen sind durch Klifflinien voneinander getrennt und stets seewärts, d. h. nach W, geneigt.

In der Quebrada Chañaral de Azeitunas beweisen fluviatile Schotter über der Pliozänfolge und unter den marinen altpleistozänen Sedimenten einen beträchtlichen Meeresrückgang.

Auf die Unterscheidung der pliozänen Sedimente von den pleistozänen Bildungen wurde ein besonderes Augenmerk gelegt. Die Unterscheidung ist überall sowohl sedimentologisch als auch faunistisch möglich. Neben der allgemeinen Umformung der Fauna (siehe Faunenentwicklung) sind es besonders Arten der Gattungen *Chlamys, Laevicardium, Turritella* und *Chorus,* die starke Veränderungen zeigen.

Die marinen, morphologischen Bildungen des Pleistozän, sowie die Sedimente beweisen, daß jede der 5 ausgeschiedenen pleistozänen Ingressionen einen kompletten Zyklus mit Transgression, Meereshochstand und Regression darstellen.

Die Sedimente des Pleistozän liegen meist nur als geringmächtige Terrassenauflagerung vor, die während der letzten Phase der Regression zur Ablagerung kamen. In den wenigen erhaltenen kompletten Sedimentfolgen lassen sich jedoch an den Mischfossilgemeinschaften die verschiedenen Etappen eines Ingressionszyklus nachweisen.

So ist für den Küstenabschnitt Nordchiles und des nördlichen Mittelchile die dominierende Rolle von glazio-eustatischen Meeresspiegelschwankungen bei der morphologischen Überprägung und der marinen Sedimentation nachweisbar gegenüber einer bisher angenommenen dominierenden Beeinflussung von tektonischen Hebungen.

Palökologie

Für die Rekonstruktion der Faunen-Entwicklung erwies es sich als notwendig, die Faunen gleicher Biotope miteinander in Beziehung zu setzen um zu vermeiden, daß nur ökologisch bedingtes Ausbleiben oder Einsetzen von Arten stratigraphisch falsch ausgedeutet wird. Die Mischfossilgemeinschaften des Pliozän und Pleistozän wurden analysiert und die folgenden Faunengemeinschaften für 6 Biotope des Litorals und des höheren Sublitorals bestimmt:

1. Ungeschützte Felsenküste:
   Pliozän: *Balanus* — *Ostrea* — *Patella* — Assoziation;
   Pleistozän: *Balanus* — *Concholepas* — *Fissurella* — *Littorina* — Assoziation.
2. Adlitoral mit Grobschill, Grobsand und Geröll der ungeschützten Küste:
   Pliozän: *Chlamys* — *Encope* — *Acanthinucella mirabilis* — Assoziation;
   Pleistozän: *Chlamys* — *Turritella* — *Argobuccinum* — *Nucella* — Assoziation.
3. Sandstrand und sandiges Adlitoral der ungeschützten Küste:
   Pliozän: *Natica* — *Arca* — *Dosinia* — Assoziation;
   Pleistozän: *Eurhomalea* — *Semele* — *Mesodesma* — *Xanthochorus* — Assoziation.
4. Geschützte Felsenküste:
   Pliozän: *Anomia* — *Magellania* — *Ostrea* — Assoziation;
   Pleistozän: *Mytilus* — *Chlamys* — *Turritella* — Assoziation.
5. Geschütztes, sandiges Adlitoral bis inneres Sublitoral:
   Pliozän: *Chionopsis* — *Eurhomalea* — *Chorus* — Assoziation;
   Pleistozän: *Mulinia* — *Transennella* — *Diplodonta* — *Cryptomya* — *Anatina* — Assoziation.
6. Geschütztes, inneres Sublitoral mit feinsandiger — toniger Sedimentation:
   Pliozän: *Panope* — *Dentalium* — *Fusinus* — Assoziation;
   Im Pleistozän wurden keine Äquivalente fossil gefunden.

Bei der Rekonstruktion der Biotope müssen die Mischfossilgemeinschaften in ihre allochthonen und autochthonen Faunenelemente getrennt werden. Hierbei wurde die Kombination von 2 Methoden angewendet:

1. Der direkte, qualitative Vergleich der Fossilien mit nahe verwandten rezenten Arten;
2. Die Häufigkeitsverteilung der Arten kombiniert mit dem Zerstörungsgrad kann als Maßstab für die Zeit der Exposition oder Länge des Trans-

portweges angesehen werden. Bei der Häufigkeitsverteilung wird eine Größentrennung in adult und juvenil durchgeführt.

Faunenentwicklung

Ein Vergleich der biotopgleichen Faunen zeigte die Veränderungen auf, die zum rezenten Faunenbild führten, das durch seinen isolierten Charakter mit zahlreichen endemischen Gattungen und Arten, im ganzen artenarm aber sehr individuenreich, ausgezeichnet ist.

Diese Entwicklung erfolgte in zwei großen Schritten:

Die erste Faunenumwandlung vollzog sich an der Wende Miozän/Pliozän. Zahlreiche „atlantische" Gattungen und Arten starben aus. In dem freiwerdenden Lebensraum entwickelten sich eigenständige Arten. Die Fauna erhielt ein „pazifisches" Gepräge. Sie zeigte durch ihren gemäßigt-warmen Faunencharakter deutlichere Anklänge an nördlichere, pazifische Faunenprovinzen als die rezente Fauna.

Ein zweiter sehr entscheidender Schritt zur Isolierung und zur Eigenständigkeit der Fauna erfolgte mit dem Beginn des Pleistozän. Diese Umformung erfaßte die Faunen aller untersuchten Biotope und wird offensichtlich durch:

1. Weitere Verringerung der Gattungen (meist wärmeliebende Formen) (z. B. *Anomia, Panope, Isognomon, Anadara);*
2. Verringerung der Artenzahl bei einigen Gattungen (z. B. *Chlamys, Chorus* etc.);
3. Ablösung der Dominantarten in den Faunengemeinschaften (z. B. Veneriden);
4. Einige Arten (z. B. *Mesodesma donacium, Mulinia* div. sp.), die im Pliozän nur als Akzessorformen auftraten, zeigen im Pleistozän eine Massenentwicklung und werden biotop-dominant;
5. Mit dem Beginn des Pleistozän tritt eine schwache Neuzuwanderung von Arten aus der nördlich anschließenden panamischen Faunenprovinz auf; diese Arten werden aber zum größten Teil im Verlauf des Alt- und Mittelpleistozän wieder nach Norden zurückgedrängt.

Während des gesamten Pleistozän ist die Fauna relativ konstant und der rezenten Zusammensetzung sehr ähnlich. Im Verlauf der 5 pleistozänen Ingressionen tritt nur eine weitere, aber geringfügige Verarmung an Arten durch Verschiebung der südlichen Verbreitungsgrenzen nach Norden auf.

Während der Warmzeiten war es den verdrängten, wärmeliebenden, nördlicheren Faunenelementen nicht möglich, neuerlich nach Süden vorzudringen. Arten, die durch Kaltzeiten aus der Fauna verschwunden waren, traten nicht mehr auf; ihr Platz wurde durch die sich im Pleistozän rasch entfaltenden endemischen Arten besetzt.

Zwei verschiedene Ursachen, eine morphologisch-regionale Konstellation an der Wende Miozän/Pliozän, die zur Ausbildung des Humboldtstromes führte, sowie eine überregionale klimatische Veränderung zu Beginn des Pleistozän formten die marine Molluskenfauna in zwei sich verstärkenden Schritten zu ihrem heutigen, eigenständigen und isolierten Charakter um.

Im paläontologischen Teil wurde besonderer Wert auf die Beschreibung und Abbildung von stratigraphisch auswertbaren Pelecypoden und Gastropoden gelegt. Für einen Großteil der Fauna bestanden bisher nur die Angaben der Erstautoren. Durch die Erfassung möglichst vieler Merkmale an zahlreichen Exemplaren von großen Populationen konnten die Arten besser gefaßt und zu verwandten Arten abgegrenzt werden. Dabei wurde ein Teil der von Philippi (1987) aufgestellten Arten in die Synonymie gestellt.

Eine Art der Gattung *Patella (Patella fuenzalidai* n. sp.) sowie der Gattung *Anomia (Anomia atacamensis* n. sp.) und eine Unterart aus der Gruppe der *Protothaca antiqua (Pr. antiqua tongoyensis* n. ssp.) wurden als neu beschrieben.

Bei der eingehenden Behandlung der Gattung *Chlamys* wurden aus der Vielfalt des pliozänen Materials 5 Arten herausgestellt, die eine deutliche Unterscheidung im Berippungstyp aufweisen. Dieses Merkmal veränderte sich im Verlauf des Pliozän und Pleistozän wie folgt: Die Rippenzahl wird geringer, der Berippungstyp einfacher; Einschaltrippen und Auffiederungen der Hauptrippen entfallen. Im Pleistozän zeigt sich diese Entwicklung innerhalb einer Art *(Chlamys purpurata)*. Die Merkmalsänderungen erfassen jedoch nicht alle Individuen einer Population, somit wurde keine taxionomische Abgrenzung vorgenommen, sondern nur Formengruppen unterschieden. An Hand dieser Formengruppen kann das Alt- vom Mittelpleistozän abgetrennt werden.

7.2 Resumen

El presente trabajo se divide en dos partes: una primera descriptiva que consta de dos capitulos y una segunda en la cual se sintetizan los resultados obtenidos. En la primera parte figuran descripciones lito- y biofaciales en vista regional y las descripciones paleontológicas. En la segunda parte se reconstruye la evolución de la sedimentación marina y de la fauna de moluscos marinos durante el Plioceno y Pleistoceno. Para aclarar la evolución de la fauna fue necesario explicar los métodos paleoecológicos de uns reconstrucción de biotopos.

Las investigaciones se efectuaron entre los paralelos 22° S y 33° S en los siguientes localidades: Hornito, Mejillones, Caldera — Rio Copiapo, Chañaral de Azeitunas — Carrizalillo, Quebrada Honda, La Serena — Coquimbo, Tongoy, Horcón, El Tabo — Lo Abarca, La Cueva. En esta seccion da la costa no fue encontrada ninguna transgresion del Plioceno sobre sedimentos marinos del Paleógeno o Mioceno. En el periodo que transcurre entre el Mioceno Superior (parte superior de la formación Navidad) y el Plioceno medio (parte inferior de la formación Coquimbo) hubo una fuerte erosión, debida al descenso del nivel del mar. La posición de la costa no se ha modificada esencialmente durante el Néogeno y el Pleistoceno.

El mar pliocénico solo pudo avanzar hacia el continente en forma limitada; Estas ingresiones limitadas estuvieron principalmente relacionadas con:

a) zonas de graben de dirección N—S, que separaron islas o penínsulas de la tierre firme propiamente dicha formando bahías protegidas;

b) desembocaduras de ríos ensanchadas durante la fase de erosión (Mioceno/Plioceno).

Los movimientos verticales a lo largo de estas zonas de graben, paralelas a la costa se prolongaron durante todo el Plioceno y el Pleistoceno.

Evolución de la sedimentación.

Para comprender la diversidad de la sedimentación marina durante el Plioceno y especialmente durante el Pleistoceno es necesario diferenciar sectores de costa tectónicamente estables y tectónicamente inestables. Se puede mostrar que la costa de Chile Norte y la parte norte de Chile Central, exceptuando zonas de graben y horst localmente limitadas, fue significativamente más estable que la parte sur de Chile Central y la costa de Chile Sur. Esto permite una correlación de las ingresiones marinas pleistocénicas en la región estudiada pero difficulta una extrapolación hacia la parte Sur de Chile de los esquemas obtenidos.

La zona de la Bahía de La Serena — Coquimbo se manifiesta como tectónicamente muy estable. La subdivision del Pleistoceno marino en 5 ingresiones separadas estudiadas aquí pudo ser extendida y confirmada en las regiones colindantes hacia el norte y hacia el sur.

La columna sedimentaria del Plioceno desde Mejillones hasta Tongoy se puede dividir nítidamente en dos series, separadas por una interrupción de la sedimentación que indicaría una regresión leve del nivel del mar. Este acontecimiento supraregional disminuye en intensidad de Norte a Sur. En la zona de Mejillones este proceso dio lugar a la formación de lagunas hipersalinas que se desecaron, pequenas discordancias y una nueva transgresión con conglomerados fácilmente reconocible. En la zona de Tongoy la interrupción de una sedimentación continua durante todo el Plioceno está indicada solamente por una fuerte concentración de conchuela y por la presencia de nódulos de fosforita y de capas de rodados.

En la serie del Plioceno inferior se encuentra una diferenciación intensiva de facies, debido a un fuerte relieve que fue cubierto por el mar. Son típicos de esta serie sedimentos clásticos, arenas gruesas con alto contenido de conchuela pero tambien diatomitas asociadas con limo. La parte superior del Plioceno presenta sedimentos gruesos solo ocasialmente. En las bahías predomino una sedimentación de arena fina a mediana. El nivel mas alto alcanzado por el mar pliocenico fui de 180—220 m por sobre del nivel actuel del mar.

Por la reconstrucción paleogeografica se han obtenido otros numerosos indicios sobre la ubicación cambiante de las desembocaduras de algunos ríos durante el Plioceno; por ejemplo el Rio Limari desembocó durante todo el Plioceno y hasta el Pleistoceno inferior en la bahia de Tongoy. La zona Caldera — Rio Copiapo estuvo dividida durante la mayor parte del Plioceno en dos cuencas marinas separadas, solo esporádicamente tuvieron conexiones entre sí en el Plioceno superior y durante la ingresión del Pleistoceno inferior. El Rio Copiapó desembocó continuamente en la cuenca sur.

Observaciones detalladas de las estructuras sedimentarias indican un ritmo abundante de sedimentación en el cual períodos de sedimentación rápida y potente alternaron con épocas de escasa sedimentación o erosión, es decir indicios típicos de aguas someras. Para la reconstrucción de corrientes se utilizaron orientación de conchilla y concentraciones de fragmentos de conchas en posición vertical (p. ej. Pleistoceno inferior de Juan Soldado, La Serena).

Las diferencias faunísticas entre el Plioceno inferior y el superior no son muy significativas. Es posible hacer una división a base de pectínidos: *Chlamys calderensis* y *Chl. simpsoni* se encuentran en la serie inferior; *Chl. vidali* y *Chl. hupeanus* caracterizan principalmente la serie superior. En el Plioceno superior aparecen ademas algunas formas (*Mesodesma donacium*, *Chorus giganteus* etc.), que cobran importancia luego en el Pleistoceno.

Los depósitos de la fase de regresión en el límite Pliocene/Pleistocene se han conservados solo esporádicamente, pues fueron erosionados por las nuevas ingresiones marinas pleistocénicas. El proceso de erosión se efectuó principalmente en la fase de retroceso de cada una de las ingresiones dando lugar a la formación de una escalera de terrazas. Las terrazas estan separadas una de otra por acantilados y muestran una inclinación hacia el oeste, en dirección al mar. En la Quebrada de Chañaral de Azeitunas depósitos de rodados fluviatiles encima del Pliocene marino y debajo del Pleistoceno inferior marino indican una retirada considerable del mar.

La investigación se enfocó en la separación entre el Plioceno y el Pleistoceno. Es posible de hacer en todas partes una distinción entre estos dos pisos tanto sedimentológica como faunística. Además de la transformación general de la fauna (vea capítulo: evolución de la fauna) las especies de géneros *Chlamys, Laevicardium, Turritella y Chorus* muestran cambios profundos.

Los indicios del Pleistoceno tanto morfológicos como sedimentológicos indican que cada una de las 5 ingresiones pleistocénicas representa un ciclo completo con transgresión, estadía en un nivel alto y regresión. Los sedimentaos del Pleistoceno se encuentran principalmente solo como depósitos de terraza de poco espensor formados durante la última fase de regresión.

Solamente en pocas localidades se han conservado los registros completos de las distintas etapas de un ciclo de ingresión, documentados por la sucesión de las faunas.

Todo esto indica que la causa dominante de los procesos sufridos durante el Pleistoceno por la costa estudiada ha sido las oscilaciones glacio-eustáticas del nivel del mar y no solevantamientos tectonicos como se había opinado hasta ahora.

Paleoecología.

Para la reconstrucción de la evolución de la fauna se hizo necesario correlacionar las faunas de iguales biotopos, para evitar que apariciones y desapariciones de especies debidas solo a causas ecologicas pudiera ser equivocadamente interpretadas como debidas a causas estratigráficas. Las „asociaciones de fósiles mezclados" de distintos biotopos fueron analizadas y se determinaron las siguientes asociaciones para 6 biotopos de zona litoral y de zona sublitoral superior:

1. Costa rocosa, expuesta:
   Plioceno: Asocoación con *Balanus — Ostrea — Patella;*
   Pleistoceno: Asociación con *Balanus — Concholepas — Fissurella — Littorina.*
2. Adlitoral con conchuela, arena gruesa y rodados, costa expuesta:
   Plioceno: Asociación con *Chlamys — Encope — Acanthinucella mirabilis;*
   Pleistoceno: Asociación con *Chlamys — Turritella — Argobuccinum — Nucella;*
3. Playa de arena y adlitoral con fondo arenoso de costa expuesta:
   Plioceno: Asociación con *Natica — Arca — Dosinia;*
   Pleistoceno: Asociación con *Eurhomalea — Semele — Mesodesma — Xanthochorus;*
4. Costa rocosa, protegida:
   Plioceno: Asociación con *Anomia — Magellania — Ostrea;*
   Pleistoceno: Asociación con *Mytilus — Chlamys — Turritella;*
5. Adlitoral hasta Sublitoral interior, protegido con fondo arenoso:
   Plioceno: Asociación con *Chionopsis — Eurhomalea — Chorus;*
   Pleistoceno: Asociación con *Mulinia — Transennella — Diplodonta — Cryptomya — Anatina;*
6. Sublitoral interior, protegido con fondo de arena fina hasta fangoso:
   Plioceno: Asociación con *Panope — Dentalium — Fusinus;*
   No se ha encontrado ningun equivalente de esta asociación en estado fósil en el Pleistoceno.

En la reconstrucción de los biotopos a partir de las asociaciones mezcladas deben separarse los elementos faunisticos alóctonos de los autóctonos. Se utilizó una combinación de dos métodos distintos:

1. La comparación directa cualitativa de fósiles con representantes recientes de una posición taxonómica parecida;
2. La distribución de la frecuencia de las especies combinada con el grado de desgaste puede ser utilizada como escala para el tiempo de exposición o la distancia de transporte postmortal. Por medio de la distribución de frecuencia se hace una clasificacion grosera en ejemplares adultos y juveniles.

Evolución de la fauna.

Una comparación de la fauna de los mismos biotopos muestra los cambios que condujeron al cuadro faunístico actual que debido a su aislamiento se caracteriza por una gran proporción de géneros y espe-

cies indígenas, y que en general es pobre en especies pero muy numerosa en individuos. Esta evolución se realizó en dos grandes fases:

El primer cambio de fauna tuvo lugar en el limite Mioceno/Plioceno. Desaparecieron numerosos géneros y especies „atlánticos". En los biotopos que iban quedando desocupados se desarrollaron especies autoctonas. La fauna cobró un caracter „pacifico". Debido a su caracter de fauna de aguas templadas muestra una relación con faunas de provincias pacificas de más al Norte más estrecha que la fauna actual.

Una segunda fase decisiva para el aislamento y carácter autónomo de la fauna se efectuó a principios del Pleistoceno. Este cambio comprendió a las faunas de todos los biotopos investgados y se manifiesta por:

1. Continuación de la disminución de géneros (principalmente formas de aguas templadas) (p. ej. *Anomia, Panope, Isognomon, Anadara);*
2. Disminución del número de especies en algunos géneros (p. ej. *Chlamys, Chorus* etc.);
3. Relevo de los formas dominantes en las asociaciones faunisticas (p. ej. Veneridos);
4. Algunas especies (p. ej. *Mesodesma donacium, Mulinia* div. sp.) que figuraban en el Plioceno solo como formas accesorias muestran un desarrollo masivo y se transforman en dominantes dentro de sus biotopos.
5. En el principio del Pleistoceno se efectuó una nueva imigración de pocas formas desde la provincia faunistica panámica vecina; estas especies sin embargo fueron rechazadas gradualmente en su mayor parte hacia el Norte durante el Pleistoceno inferior y medio.

Durante todo el Pleistoceno la fauna es relativamente constante y muy parecida a las asociaciones recientes.

Durante las 5 ingresiones pleistocénicas se observa solamente un empobrecimiento continuado pero débil en especies debido a un traslado de los limites meridionales de la distribución hacia el Norte.

Durante los periodos cálidas (interglaciales) no les fue posible a los elementos faunisticos septentrionales de aguas cálidas, anteriormente rechazadas, reconquistar espacio hacia el Sur. Las especies que desaparecieron durante los periodos frios (glaciales) no reaparecieron más. Su lugar fue ocupado por especies endémicas rápidamente desarrolladas durante el Pleistoceno.

Dos causas diferentes, un acontecimiento morfológico-regional en el limite Mioceno/Plioceno que provocó la aparición de la corriente de Humboldt y un cambio climático suprarregional al comienzo del Pleistoceno transformaron la fauna de moluscos marinos en dos etapas aditivas.

Paleontologia.

La parte paleontologica fue enfocada especialmente en la descripción e ilustración de pelecipodos y gastrópodos estratigráficamente significativos. Para una gran parte de la fauna existian hasta ahora solo las insuficientes citas de autores del siglo pasado. Por medio de la descripción completa de la mayor cantidad posible de rasgos en numerosos ejemplares de grandes poblaciones, las especies pudieron ser determinadas con mayor precisión. Una parte de las especies clasificadas por Philippi (1887) fue colocada en la sinonimia.

Fueron descritas por primer vez una especie del género *Patella (Patella fuenzalidai* n. sp.) y una del género *Anomia (Anomia atacamensis* n. sp.), además una subespecies del grupo *Protothaca antiqua (Protothaca antiqua tongoyensis* n. ssp.).

De todo el variado material pliocénico del género *Chlamys* fueron separadas 5 especies claramente reconocibles por su tipo de ornamentación. Este rasgo evolucionó a lo largo del Plioceno de la manera siguiente: el número de costillas disminuyó, el tipo se simplificó, costillas intercaladas y ramificaciones de las costillas principales desaparecieron. Esta evolución se continuó en el Pleistoceno en una sola especie *(Chlamys purpurata).* Estos cambios morfológicos no comprenden sin embargo a todos los individuos de una población, por lo tanto no fue realizada una separacion en dos especies, sino solamente se distingue entre dos „formas"; utilizando estas dos formas puede ser separado el Pleistocen inferior del Pleistoceno medio.

7.3 Summary

The work discussed here is divided into two parts, an analytical chapter and an evaluated synthetical part. In the first part the profiles were described, ordered by the regions, and the relationships of the lithofacies and biofacies within the individual sedimentation areas were shown. The second part reconstructs the history of the marine sedimentation and the faunal development concerning the marine molluscs during the pliocene and pleistocene periods. In order to show the development of the fauna more clearly, the paleoecological methods for reconstruction of biotopes and their assemblages were applied and explained in a separate chapter.

The investigations extend between 22° south and 34° south including the following territories: Hornito, Mejillones, Caldera — Rio Copiapo, Chañaral de Azeitunas — Carrizalillo, Quebrada Honda, La Serena — Coquimbo, Tongoy, Horcon, El Tabo — Lo Abarca. In these northern coastal zones no transgressions of the Pliocene on marine sediments of either the Neogene or Paleogene were ascertained. In the period between the upper Miocene (the highest part of the Navidad Formation) and the middle Pliocene (the lowest series of the Coquimbo Formation) a deep sea-level caused a strong erosion along the northern and northern-central Chilean coast. The course of the coast did not change very much in the Neogene and in the Pleistocene. The Pliocene sea could push its way only a limited amount onto the land. This ingression was for one thing dependent upon north-south developing trench-zones, which divided and separated half-islands or islands from the steep climbing festland, forming protective bays; secondly this was dependent on river estuaries, which were widened during the reaming phase (Miocene/Pliocene boundary).

History of sedimentation

In order to understand the processes of the marine sedimentation in the Pliocene and especially in the Pleistocene more clearly it is important to make a difference between coastal zones which are tectonically stable and those which are not. It can be demonstrated that the coasts of northern Chile and the northern part of middle Chile, outside of the local bordering trench zones, are significantly more stable in comparision to the southern part of middle Chile and the extreme south of Chile.

The Bay of La Serena — Coquimbo has proven tectonically to be a very stable zone. Here the subdivision of the marine Pleistocene into five autonomous marine ingressions was stated and could have expanded into the northern and southern regions. The sedimentary sequence of the Pliocene from Mejillones to Tongoy show a distinct bipartition by an unconformity. There is a sedimentary discontinuity as an indication of a light regression of the sea, dividing a lower Pliocene series from a higher. This indicent, occuring over the entire region, decreases in intensity from north to south. In the area of Mejillones a drying of the land occured, composed mainly of hyper-saline lagoons, weak discordances and a distinctly new transgression with conglomeratic rocks. At Tongoy this discontinuity is indicated only by localities, showing a heavy yield of shell debris and detritus containing phosphoritic nodules.

The lower Pliocene series shows a diverse facial variability conditioned by a strong relief which was conquered by the sea. Typical for this series is a clastic sediment, coarse sand rich in shell debris, and sand containing diatomite.

The upper Pliocene series shows a coarse sedimentation only on the border of the ingression-bays, where as the main bay region contain a fine to middle grain type sand sedimentation.

The high-stand of the Pliocene sea-level (uppermost Pliocene) reached an altitude between + 180 m and + 220 m in comparision to the actual sea-level.

The detailed studies on sedimentary structures (e. g. sand volcanoes, crater cones, and concentration of fossils by erosion processes etc.) given evidence for a frequent sedimentation rhythm. Here we had a change between vast sedimentation of quick and short duration, and times of slight sedimentation or excavation. This is a typical occurance in shallow water. In order to reconstruct the coastal current flows in the bays shell debris particles were used (concentration ratio of entire mollusc and brachiopode shells and debris; vertical orientation of shells and shell rests).

There is little difference in the fauna between the lower and upper Pliocene series. A possible division may be shown among the pectinids i. e. *Chlamys calderensis* and *Chl. simpsoni* are found in the lower series: *Chlamys vidali* and *Chl. hupeanus* are found mainly in the higher. The youngest part of the Pliocene is characterized by few new forms such as: *Mesodesma donacium* and *Chorus giganteus*. These forms receive most of their importance in the Pleistocene.

Rarely preserved are deposits of the regression phase at the turn of the Pliocene into the Pleistocene. They have fallen prey to the new Pleistocene sea ingressions, which operated quite erosive especially in the regression process of each cycle. These favored the building of terrace steps in the soft Pliocene sediments. These terrace sequences descend in a westernly (toward the sea) direction. The terraces are divided

from one another by cliff lines, the surfaces tend in a westernly direct on toward the sea.

In the Quebrada Chañaral region fluviatil gravels above the Pliocene series and under the lower Pleistocene marine sediments demonstrate a considerable retrogression of the sea at the Pliocene/Pleistocene boundary.

Special attention was given to the differences between the Pliocene sediments and the Pleistocene formations. Possible differences are found both in the sedimentation and in the fauna. Beside a general transformation of the fauna the species of the genera *Chlamys, Laevicardium, Turritella* and *Chorus* show tremendous changes.

The marine morphological constructions of the Pleistocene, even the sedimentation, have shown that every one the five autonomous Pleistocene entries of the sea represents a complete cycle of transgression, high water mark, and regression. The sediments of the Pleistocene appear only as a thin sequences covering the terraces and which came to deposition mostly as beach deposits during the last phase of each regression.

The glacial eustatic sea level changes play a dominant roll in the coastal portions of northern Chile and the northern part of middle Chile. Here the morphological impression and the marine sedimentation is demonstrable against a, till now accepted, dominating influence from tectonical uplifting.

Paleo-ecology

In order to reconstruct the development of the fauna it was proven necessary to show the relatiaships between the fauna of the same biotope with one another. This would prohibit the interpretation of the ecological absence or appearance of species as stratigraphical indications erroneously.

Mixed fossil communities of both the Pliocene and the Pleistocene were analysed. Six biotopes with their typical faunal assemblages were named for both the Littoral and higher Sublittoral:

1) Non-protected, rocky coast:
   Pliocene: *Balanus — Ostrea — Patella* — community;
   Pleistocene: *Balanus — Concholepas — Fissurella — Littorina — Tegula — community.*
2) Adlittoral, unprotected coast, coarse shell debris, coarse sand and pebbles:
   Pliocene: *Chlamys — Encope — Acanthinucella mirabilis* — community;
   Pleistocene: *Chlamys — Turritella — Argobuccinum — Nucella* — community.
3) Adlittoral to strand, sandy, unprotected coast:
   Pliocene: *Natica — Arca — Dosinia* — communty;
   Pleistocene: *Eurhomalea — Semele — Mesodesma — Xanthochorus* — community.
4) Protected, rocky coast:
   Pliocene: *Anomia — Magellania — Ostrea* — community.
5) Adlittoral to the inner Sublittoral, sandy protected coast:
   Pliocene: *Chionopsis — Eurhomalea — Chorus* community;
   Pleistocene: *Mulinia — Transennella — Diplodonta — Cryptomya — Anatina* — community.
6) Inner Sublittoral with fine, sandy clay type sedimentation, protected coast:
   Pliocene: *Panope — Dentalium — Fusinus* — community;
   Pleistocene: No representatives of this community have been found in Pleistocene seces.

In reconstructing the biotope the mixed fossil communities must be divided into their allochthonous and autochthonous faunal elements. The combination of two methods was used for this aim:

1. The direct, qualitative comparision of fossils with related recent species from which the habit is known and can be translated.
2. The distribution frequency of species combined with the demolition grade be viewed as the measurement for the time of postmortal exposition or length of transport or displacement. A division is made between adult and juvenile in the distribution frequency.

Development of the fauna

A comparision of the same biotope fauna showed the differentiation and evolution which led to the recent faunal picture. Through its isolated character with many endemic genera and species, this faunal picture of the Chilean coast on the whole is shown to be poor in species but rich in individuals.

The development is carried through in two large steps. The first fauna alteration came about near the turn of the Miocene to the Pliocene. Large amounts of „atlantic“ genera and species died out. In the free milieu independent species developed. The fauna received a „pacific“ type of character. In the Pliocene the fauna showed more harmony through their moderately warm water faunal characteristics with the northern pacific faunal provinces as does the recent fauna. At the beginning of the Pleistocene a second, more decisive move toward isolation and individuality of the fauna followed. This transformation at the beginning of the Pleistocene includes the fauna from all investigated biotopes and is apparent through:

1. Further reduction of the genera (mostly forms desiring warmth) (e. g. *Anomia, Panope, Isognomon, Anadara);*
2. Reduction of the number of species in several genera (e. g. *Chlamys, Chorus* etc.);
3. Substitution of the dominant species in the faunal communities (e. g. venerids);
4. Several species which appeared in the Pliocene as accessory forms show now a massive development in the Pleistocene and become dominant in the biotopes. (e. g. *Mesodesma donacium, Mulinia* div. sp. etc.);
5. At the beginning of the Pleistocene a weak new imigration of species occurs from the northernly Panamic faunal province. These species are pushed back to the north during the lower and middle Pleistocene.

The fauna remains relatively constant during the entire Pleistocene. The composition of the Pleistocene faunal communities are very similar to the recent faunal composition. Only more impoverishment on species occurs during the Pleistocene marine ingressions and this is due to a shifting of the southern borders of distribution to the north.

During the warm periods it was not possible for the repressed, warmth desiring, northern fauna elements to push toward the south again. Species which disappeared during the cold periods did not reappear.

Two different reasons, first a morphological and regional constellation at the southern part of the South-American Continent at the Miocene/Pliocene boundary which led to the formation of the „Humboldt-current", and secondly the world-wide climatic change at the beginning of the Pleistocene changed the marine molluscan fauna along the Chilean coast. In two additional steps faunal composition has been transformed to their actual individual and isolated characteristics.

In the paleontological chapter special attention was paid to the description and diagraming of stratigraphically important pelecypodes and gastropodes.

Through the combination of many criterions from large populations, the species were better understood and ordered to related species. A species of the genus *Patella (Patella fuenzalidai* n. sp.) also the genus *Anomia (Anomia atacamensis* n. sp.) and a subspecies from the group of *Protothaca antiqua (Pr. antiqua tongoyensis* n. ssp. were newly described.

Through a thorough treatment of the genus *Chlamys*, five species were distinguished from the variety of Pliocene material. These species show a distinct difference in rib construction.

8. Literatur

Abbott, R. T., 1963: American Seashells. — 541 S., 100 Fig., 40 Taf., 6. Aufl., New York (Van Nostrand Comp.).

Addicott, W. O., 1966: Late Pleistocene Marine Paleoecology and Zoogeography in Central California. — Prof. Pap. U. S. Geol. Surv., 523—C, 21. S., 6 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Washington.

Aguirre, L., 1967: Geologia de las Islas Choros y Damas y de Punta Choros, Provincia de Coquimbo. — Rev. Mineral. 22, (96—97), S. 73—83, 3 Abb., Santiago de Chile.

Allen, C. R., 1962: Circum-Pazific Faulting in the Philippines — Taiwan Region. — Journ. Geophys. Res., 67, (12), S. 4795—4812, 9 Abb., Washington.

Alvarez, L., 1964: Geologia del Area Valparaiso — Viña del Mar. — Bol. Inst. Invest. Geol., 16, S. 27—48, 2 Abb., 1 Karte, Santiago de Chile.

Arnold, R., 1906: The Tertiary and Quaternary Pectens of California. — Prof. Pap., U. S. Geol. Surv., 47, 264 S., 2 Fig., 53 Taf., Washington.

Auer, V., 1956: The Pleistocene of Fuego-Patagonia, Part I: The Ice and Interglacial Ages. — Wiss. Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937—38 und der Finnisch-Argentinischen Expeditionen 1947 bis 1953. Band 4, 226 S., 189 Abb., 5 Karten, Helsinki.

Biese, W., 1950: Estudios geomorfologicos de los yacimientos de guano situados entre Arica y Antofagasta. — Soc. Chil. Fertiliz., 110 S., 48 Abb., 20 Profiltaf., Santiago de Chile.

Boltovskoy, E. & Theyer, F., 1965: Neuere Daten über rezente Foraminiferen Zentralchiles. — Beitr. Neotrop. Fauna, Bd. 4, (3), S. 143—149, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

Borde, J., 1966: Les Andes de Santiago et leur avantpays. — 557 S., 60 Abb., 16 Taf., Bordeaux (Union Franc. d'Impression).

Borgel, R., 1961: El Interfluvio Elqui — Limari. — 24 S., 11 Abb., Santiago de Chile (Inst. Geogr., U. de Chile).

Bosworth, T. O., 1922: Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the North-West part of Peru. — 434 S., 150 Abb., 11 Falttafl., MacMillan & Co., London.

Boucot, A. J., 1953: Life and death assemblages among fossils. — Amer. Journ. Sci., 251 (1953), S. 25—40, 11 Fig., New Haven.

— — , W. Brace & R. Demar, 1958: Distribution of Brachiopod and Pelecypod shells by currents. — Journ. Sediment. Petrol., 28 (3), S. 321—332, 6 Abb., 2 Tab., Menasha.

Brattström, H. & Dahl, E., 1951: Reports of the Lund University Chile Expedition 1948—49. 1. General Account, Lists of Stations, Hydrography. — Arskr. Lunds Univ. N. F. Avd. 2, 46, (8), 86 S., 5 Fig., 12 Tab., Lund.

Brüggen, J., 1913: Los carbones del Valle Lonjitudinal i la zona carbonifera al sur de Curanilahue en la provincia de Arauco. — Bol. Soc. Nac. Mineria, 30. Jg., 25, S. 459—512, 16 Abb., 6 Taf., Santiago de Chile.

Brüggen, J., 1934: Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles. — Akad. Wiss. Heidelberg, math.-nat. Kl., 362 S., 70 Abb., Tübingen.

— — 1939: Guano-Lager in Chile. — Natur und Volk, 69, (5), S. 239—249, 12 Abb., Frankfurt.

— — 1946: La cronologia de las epocas glaciales de Chile. — Rev. Universit., U. Catol. de Chile, 31, (1), S. 27—39, 1 Abb., 1 Tab., Santiago de Chile.

— — 1950: Fundamentos de la Geologia de Chile. — 374 S., 114 Abb., 1 geol. Karte, Santiago de Chile (Inst. Geogr. Militar).

Buckman, S. S., 1910: Antarctic fossil Brachiopoda collected by the Swedish South Polar Expedition. — Wiss. Ergeb. Schwedischen Südpolar-Exped., 1901—1903, Bd. 3, Lief. 7, 43 S., 3 Taf., 1 Abb., Stockholm.

Carcelles, A. R., 1950: Catalogo de los Moluscos marinos de la Patagonia. — Anal. Mus. Nahuel Huapi, 2, (1950), S. 41—100, 6 Taf., 1 Karte, Buenos Aires.

— — 1954a: Observaciones sobre los generos Nucella, Chorus y Concholepas. — Comun. Inst. Nac. Invest. Cienc. Natur., Cienc. Zool., 2, (16), S. 255—275, 5 Taf., Buenos Aires.

— — 1954b: Especies sudamericanas de Argobuccinum Bruguière 1792. — Comun. Inst. Nac. Invest. Cien. Nat., Cien. Zool., 2, (15), S. 243—254, 1 Taf., Buenos Aires.

— — & Williamson, S., 1951: Catalogo de los moluscos marinos de la provincia Magallanica. — Rev. Inst. Invest. Cienc. Nat., Cienc. Zool., 2, (5) S. 225—383, Buenos Aires.

Chase, E. P., 1956: Additional notes on the Pliocene and Pleistocene fauna of the Turtle Bay Area, Baja California, Mexico. — Transact. San Diego Soc. Nat. Hist., 12, (9), S. 177—180, San Diego.

Clarke, A. H., jr., 1962: On the composition, zoogeography, origin and age of the deep-sea mollusk fauna. — Deepsea Res., 1962, 9, S. 291—306, 4 Tab., London (Pergamon Press).

Coé, W. R. & Fox, D. L., 1944: Biology of the California Sea-Mussel (Mytilus californianus). III. Environmental conditions and rate of growth. — Biol. Bull., 87, S. 59—72, 5 Fig., Lancaster.

Conrad, T. A., 1855: Remarks on the fossil shells from Chile, collected by Lieut. Gilliss, with descriptions of the species. — in: Gilliss, J. M.: The U. S. Naval Astronomical Expedition to the Southern Hemisphere during the years 1849—52, vol. II., S. 282—286, Washington (Nicholson).

Cooke, M. R. U., 1964: Les niveaux marins des baies de La Serena et de l'Huasco. — Bull. Assoc, Géogr. Francais, 1964, (320—321), S. 19—32, 3 Abb., Paris.

Corvalan, J. & Davila, A., 1966: El Terciario de Algarrobo y su relacion con las ultimas faces del desarrollo del Geosinclinal Andino. — Res. Simpos. „Terciario de Chile Central", Soc. Geol. Chile, 1966, S. 10, Santiago de Chile.

Cotton, C. A., 1963: The Question of High Pleistocene Shorelines. — Transact. Roy Soc. New Zealand, Geol., 2, (5), S. 51—62, 3 Abb., Wellington.

Curray, J. R. & D. G. Moore, 1964: Holocene regressive littoral sand, Costa de Nayarit, Mexico. — Develop. Sediment., Vol. 1, Deltaic and shallow marine deposits, S. 76—82, 3 Abb., Amsterdam (Elsevier).

Dahl, E., 1960: The cold temperate zone in Chileans seas.— Proceed. Roy. Soc., Ser. B., Biol. Sci., 152, S. 631—633, London.

Dall, W. H., 1908: Reports on the Dredging Operations „Albatross" 1891 and 1904—1905. The Mollusca and the Brachiopoda. — Bull. Mus. Comparat. Zool. 43, (6), S. 205—487, 22 Taf., Cambridge.

— — 1909: Report on a collection of shells from Peru, with a summary of the littoral marine mollusca of the Peruvian Zoological Province. — Proc. U. S. Nat. Mus., 37, S. 147—294, Taf. 20—28, Washington.

— — 1921: Summary of the marine shellbearing Mollusks of the Northwest coast of America from San Diego, California, to the Polar Sea, mostly contained in the collection of the United States National Museum, with illustrations ofhitherto unfigured species. — Bull. U. S. Nat. Mus., 122, 217 S., 22 Taf., Washington.

Darwin, Ch., 1846: Geological Observations on South America. (3. Teil: The Geology of the voyage of the Beagle under the Command of Capt. Fitzroy, R. N.), 279 S., 22 Abb., 5 Taf., London (Smith, Elder & Co.)

Davenport, C. B., 1900: On the Variation of the Shell of Pecten irradians Lamarck from Long Island. — Amer. Naturalist, 34, (No. 407), S. 863—877, 2 Fig., Boston.

— — 1904: Quantitative Studies on the Evolution of Pecten. III. Comparison of Pecten opercularis from three localities of the British Isles. — Proceed. Amer. Acad. Arts Sci., 39, S. 123—159, Tab., Boston.

Domeyko, I., 1848: Sur le terrain et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud, aux environs de Coquimbo, (Chili). — An. Mines, 4. sér., 14, S. 153—162, Taf. 2, Paris.

— — 1860: Solevantamiento de la costa de Chile. — Anal. Universidad de Chile, 17, (6), S. 573—599, 10 Abb., Santiago de Chile.

— — 1862: Nuevas investigaciones acerca de las gradas en que esta cortado el terreno terciario de la costa de Chile (Puerto Montt, Coquimbo). — An. Univ. de Chile, 20, (3), Santiago de Chile.

— — 1903: Jeolojia. — 5. Band des wiederaufgelegten Gesamtwerkes. 453 S., 8 Taf., Santiago de Chile (Cervantes).

Doty, M. S., 1957: Rocky Intertidal Surfaces. — in: Hedgpeth, J. W.: Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, Vol. 1., Mem. Geol. Soc. Amer., 67, S. 535—585, 18 Abb., 1 Taf., New York.

Dushane, H. & Spohn, G. G., 1968: A Checklist of Intertidal Mollusks for Bahia Willard and the Southwestern Portion of Bahia San Luiz Gonzaga, State of Baja California, Mexico. — Veliger, 10, (3), S. 233—246, 1 Abb., Taf. 35, Berkeley.

Ehrenberg, K., 1934: Über bemerkenswerte Erhaltungsformen bei Patellen aus den miozänen Sanden von Roggendorf nächst Eggenburg in Niederösterreich. — Palaeobiol., 6, (1), S. 31—50, Taf. 3—4. Wien.

Ekman, S., 1935: Tiergeographie des Meeres. — 542 S., 244 Abb., Leipzig (Akad. Verlagsges.).

Emerson, W. K., 1956: Pleistocene Invertebrates from Punta China, Baja California, Mexico. — Bull. Amer. Nat. Hist., 111 (4), S. 313—342, 1 Abb., Taf. 22, 23, 2 Tab., New York.

— — 1959: (Mitautor: Chace, E. P.) Pleistocene Mollusks from Tecolote Creek, San Diego, California. — Transact. San Diego Soc. Nat. Hist., 12, (21), S. 335—346, 3 Fig., San Diego.

Fagerstrom, J. A., 1964: Fossil Communities in Paleoecology: Their Recognition and Significance. — Bull. Geol. Soc. Amer., 75, S. 1197—1216, 5 Abb., New York.

FAIRBRIDGE, W. S., 1953: A population study of the Tasmanian „commercial" scallop, Notovola meridionalis (TATE) (Lamellibranchiata, Pectinidae). — Austral. Journ. Marine, Freshw. Res., 4, (1), S. 1—40, 8 Abb., 8 Tab., 1 Taf., Melbourne.

FENNER, R. & WENZEL, O., 1942: El Terciario carbonifero de Arauco. — An. 1 Congr. Panamer. Ing. Minas, Geol., 3, S. 1000—1029, Santiago de Chile.

FENTON, E. G., 1921: Studies in the Physiography and Glacial Geology of Southern Patagonia. — Scient. Proceed., Roy. Soc. Dublin, 16 (19), S. 189—225, 1 Abb., 1 Karte, Taf. 6-7, Dublin.

FERUGLIO, E., 1949: Descripcion geologica de la Patagonia. — Bd. II. 349 S., 159 Abb., 80 Taf., Buenos Aires (Direc. Yacim. Petrol. Fiscal.).

— — 1954: Alcune nuove forme di Brachiopodi e Molluschi del Terziario e Cretaceo Superiore della Patagonia. — Publ. Ist. Geol. Univ. Torino, 3, 45 S., 4 Fig., 13 Taf., Torino.

FLEMING, C. A., 1944: Molluscan Evidence of Pliocene Climatic Change in New Zealand. — Transact. Roy. Soc. New. Zealand, 74, (3), S. 207—220, 2 Fig., Wellington.

— — 1957: The Genus Pecten in New Zealand. — Paleont. Bull., New Zealand Geol., Surv., 26, 69 S., 13 Fig., 15 Taf., Wellington.

FUENZALIDA, H., 1942: El Magellanico de la Isla Riesco con referencias a algunas regiones adyacentes. — An. 1. Congr. Panamer. Ing. Minas, Geol., Geol., 2, S. 403—428, Santiago de Chile.

— — 1965: El mar y sus recorsos. — in: Geografia Economica de Chile, S. 268—336, 6 Abb., Santiago de Chile (CORFO).

— — & COOKE, R., PASKOFF, R., SEGERSTROM, K. & WEISCHET, W., 1965: High Stands of Quaternary Sea Level Along the Chilean Coast. — Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 84, (INQUA, 1965), 473—496 S., 8 Fig., 1 Tab., 4 Taf., Washington.

GALLARDO, A., 1963: Notas sobre la densidad de la fauna bentonica en el sublitoral del Norte de Chile. — Gayana, Zool., 10, 15 S., 3 Abb., 1 Tab., Concepcion.

GAY, G., 1854: Historia fisica y politica de Chile. Tomo 8: Zoologia. — 499 S., 14 Taf. (Malacologia und Conquiliogia), Paris.

GIGOUX, E. E., 1899: Un Fósil mas en Caldera. — Rev. Chilena Hist. Nat., 4, (9), S. 129—131, Santiago de Chile.

GILL, W. D. & KUENEN, P. H., 1958: Sand Volcanoes on Slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 113, (4), 441—460, 7 Abb., Taf. 34—36, London.

GRANT, U. S. & H. R. GALE, 1931: Catalogue of the marine Pliocene und Pleistocene Mollusca of California and adjacent regions. — Mem. San Diego Soc. Nat. Hist., 1, 1036 S., 22 Fig., 32 Taf., San Diego.

GRAU, G., 1959: Pectinidae of the Eastern Pacific. — Allan Hancock Pacific Expeditions, vol. 23, 208 S., 57 Taf., Los Angeles.

GRAY, J. E., 1828: Specilegia Zoologica: or original figures and short descriptions of new and unfigured animals. Pt. I., 8 S., 6 Taf., London.

GROEBER, P. F. C., 1954: Duración de las Glaciaciones Cuartarias en America del Sud y discusión de las condiciones astronómico-climáticas, conducentes a englazamiento. — Rev. Mus. Munic. Cien. Nat., Mar del Plata, 1, (2), S. 141—159, 3 Fig., Mar del Plata.

GRZYBOWSKI, J., 1899: Die Tertiärablagerungen des nördlichen Peru und ihre Molluskenfauna. — N. Nb. Min. etc., B.—Bd. 12, S. 610—664, 1 Tab., Taf. 15—20, Stuttgart.

GUILCHER, A., 1958: Coastal and Submarine Morphology. — 274 S., 40 Abb., 8 Taf., London (Methuen & Co.).

GUILER, E. R., 1959a: Intertidal belt-forming species on the rocky coats of Northern Chile. — Pap. and Proceed. Roy. Soc. Tasmania, 93, S. 33—58, 22 Abb., 2 Taf., Hobart, Tasmania.

— — 1959b: The intertidial ecology of the Montemar Area, Chile. — Pap. and Proceed. Roy. Soc. Tasmania, 93, S. 165—183, 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Hobart, Tasmania.

GUNTHER, E. R., 1936: A Report on oceanographical Investigations in the Peru Coastal Current. — Discovery Rep., 13, S. 107—276, 71 Abb., Taf. 14—16, Cambridge.

GUTSELL, J. S., 1931: Natural History of the Bay Scallop.— Bull. Bureau Fish., U. S. Dep. Comm., 41, (1930), S. 569—632, 32 Fig., 10 Tab., Washington.

HÄNTZSCHEL, W., 1939: Schlick-Gerölle und Muschel-Klappen als Strömungsmarken im Wattenmeer. — Natur und Volk, 69 (8), S. 412—417, 6 Abb., Frankfurt/Main.

HALL, C. A., Jr., 1960: Displaced Miocene Molluscan Provinces along the San Andreas Fault, California. — Publ., Univ. California, Geol. Sci., 34, (6), S. 281 bis 308, 8 Tab., 4 Karten, Los Angeles.

HAYASAKA, S., 1960: Large-sized Oysters from the Japanese Pleistocene and Their Paleoecological Implications.— Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, 2nd. Ser. (Geol.), Spec. Vol. 4, S. 356—370, 7 Abb., Taf. 37—38, Sendai.

HEDGPETH, J. W., 1957: Sandy Beaches. — Geol. Soc. Amer., Mem. 67, (I), S. 587—608, 11 Abb., 1 Taf., New York.

HENNIG, A., 1911: Le Conglomérat pleistocène à Pecten de l'ile Cockburn. — Wiss. Ergeb. Schwedische Südpolar-Exped. 1901—1903, Band 3, Lief. 10, 72 S., 4 Abb., 5 Taf., Stockholm.

HERM, D., 1967: Faunen-Analysen im marinen Neogen und Quartär von Chile. — Umschau Wiss. u. Techn., 12/67, S. 390—391, 1 Abb., Frankfurt.

HERM, D. & PASKOFF, R., 1967b: Vorschlag zur Gliederung des marinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chile. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1967 (10), S. 577—588, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart

HERM, D. & PASKOFF, R., 1967a: Note préliminaire sur le Tertiaire supérieur du Chili centre-nord. — Bull. Soc. Géol. France, (7), 8, (1966), S. 760—765, 2 Abb., Paris.

HERM, D., R. PASKOFF & J. STIEFEL, 1967: Premières observations sur les alentours de la baie de Tongoy (Chili). — Bull. Soc. géol. France, 7. sér., 8, S. 21 bis 24, 1 Abb., Paris.

HERTLEIN, L. G., 1925: Pectens from the Tertiary of Lower California. — Proc. Calif. Acad. Sci., 4. Ser., vol. 16, (1) S. 1—35, 6 Taf., San Francisco.

— — 1963: Contribution to the biogeography of Cocos Island, including a bibliography. — Proc. Calif. Acad. Sci., 4. Ser. vol. 32, (8), S. 219—289, 4 Fig., San Francisco.

dto. & EMERSON, W. K., 1956: Marine Pleistocene Invertebrates from near Puerto Penasco, Sonora, Mexico. — Transact. San Diego Soc. Nat. Hist., 12, (8), S. 157—174, Taf. 12, 2 Fig., San Diego.

Hofstetter, R. & Paskoff, R., 1966: Présence des genres Macrauchenia et Hippidion dans la faune pleistocène du Chili. — Bull. Mus. Nat. Hist. Natur., 2. Sér., 38, (4), S. 476—490, 3 Abb., Paris.

Hofstetter, R., H. Fuenzalida, & Cecioni, G., 1957: Lexique Stratigraphique International, Vol. 5, Fasc. 7: Chile, 444 S., 1 Karte, Paris.

Hollingworth, S. E., 1964: Dating the Uplift of the Andes of Northern Chile. — Nature, 201, (4914), S. 17—20, 1 Abb., London.

Hollmann, R., 1964: Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 119, (1), S. 22—82, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 7—10, Stuttgart.

— — 1966: Tauchbeobachtungen zur Molluskenverbreitung und Sedimentumlagerung im Golf von Neapel. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 125, Festbd. Schindewolf, S. 499—526, 11 Abb., 2 Tab., Taf. 46—47, Stuttgart.

Ihering, H., 1897: Os molluscos dos terrenos terciarios da Patagonia. — Rev. Mus. Paulista, 2, S. 217—382, 20 Abb., Taf. 3—9, Sao Paulo.

— — 1907: Les mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé superieur de l'Argentine. — An. Mus. Nac., Buenos Aires, Ser. 3, 7, 611 S., 16 Abb., 18 Taf., Buenos Aires.

— — 1911: Die Umwandlung des amerikanischen Kontinents während der Tertiärzeit. — N. Jb. Miner. etc., B.—Bd. 23, S. 134—176, Taf. 5, Stuttgart.

Illies, H., 1958: Geologie und Erdölhöffigkeit des chilenischen Längstales. — Erdöl u. Kohle, 11, (3), S. 145—148, 3 Abb., 1 Taf., Hamburg.

— — 1960: Geologie der Gegend von Valdivia/Chile. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 111, (1), S. 30—110, 16 Abb., Taf. 2—4. Stuttgart.

— — 1967: Randpazifische Tektonik und Vulkanismus im südlichen Chile. — Geol. Rdsch., 57, S. 81—101, 7 Abb., 3 Taf., Stuttgart.

Imbrie, J., 1955a: Biofacies Analyses. — Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., 62, S. 449—464, New York.

— — 1955b: Quantitative Lithofacies and Biofacies Study of Florena Shale (Permian) of Kansas. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 39, (5), S. 649—670, 11 Abb., Tulsa.

Inman, D. L. & Bagnold, R. A., 1963: Littoral Processes. — in Hill, N. M.: The Sea, Bd. III, S. 529 bis 553, 6 Abb., New York — London (Interscience Publ.).

Johnson, D. W., 1919: Shore Processes and Shoreline Development. — XVII + 584 S., 149 Abb., 73 Taf., 1 Ausg., New York, J. Wiley.

Johnson, R. G., 1957: Experiments on the burial of shells. — Journ. Geol., 65, S. 527—535, 2 Abb., Chicago.

— — 1960: Models and Methods for Analysis of the Mode of Formation of Fossil Assemblages. — Bull. Geol. Soc. Amer., 71, S. 1075—1086, 2 Abb., 2 Tab., New York.

— — 1962: Mode of Formation of Marine Fossil Assemblages of the Pleistocene Millerton Formation of California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 73, S. 113 bis 130, 1 Abb., 7 Tab., New York.

— — 1964: The Community Approach to Paleoecology. — in Imbrie, J. & Newell, N.: Approaches to Paleoecology. — S. 107—134, 6 Tab., New York (J. Wiley & Sons).

Jones, N. S., 1950: Marine bottom communities. — Biol. Rev., Cambridge Phil. Soc., 25, S. 283—313, Cambridge.

Katz, H. R., 1963: Erdölgeologische Untersuchungen im chilenischen Längstal. — Erdöl und Kohle, 16, S. 1098—1094, 4 Abb., Hamburg.

Keen, A. M., 1958: Sea Shells of Tropical West America.— 624 S., 10 Taf., 1709 Textabb., Stanford Univ. Press., Stanford.

Kerr, S. D. & Thomson, A., 1963: Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 47, (9), S. 1726—1732, 14 Abb., Tulsa.

King, P. P. & W. J. Broderip, 1832: Description of the Cirripheda, Conchifera and Mollusca, in a collection formed by the officers of H. M. S. Adventure and Beagle employed between the years 1826 and 1830 in surveying the southern coasts of South America, including the Straits of Magalhaens and the coast of Tierra del Fuego. — Zool. Journ., 5, (47) (1830—1831), S. 332—349, London.

Klähn, H., 1932: Der quantitative Verlauf der Aufarbeitung von Sanden, Geröllen und Schalen in wässerigem Medium. — N. Jb. Min., Geol., Paläont., B.—Bd. 67, (B), S. 313—412, 20 Abb., 42 Tab., Stuttgart.

Knox, G. A., 1960: Littoral ecdogy and biogeography of the southern oceans. — Proceed. Roy. Soc., Ser. B, Biol. Sci., 152, S. 577—624, Fig. 54—73, London.

Lamarck, J. B. P. A. de M. de, 1815-1822: Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. — Vol. 1—7, Paris 1815—1822. (Seitenzahl und genaue Erscheinungsdaten siehe bei Sherborn, C. D., 1922: Index animalium, Sect. 2, S. 77, London).

Lamy, E., 1911: Revision des Pectunculus vivants du Muséum d'histoire naturelle de Paris. — Journ. Conchyl., 59, S. 81—126, Paris.

— — 1917: Revision des Mactrides vivants du Muséum d'histoire naturelle de Paris. — Journ. Conchyl., 63, S. 173—291, Paris.

Lecointre, G., 1950: Coquilles remarquables du Quaternaire marocain. — Journal de Conchyliologie, 90, S. 240—244, 1 Taf., Paris.

— — 1952: Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Cote Atlantique du Maroc. — Not. et Mém. Serv. Géol., Républ. Franc. au Maroc., 99, pt. I: Stratigraphie, 198 S., 100 Abb., 8 Tafl., pt. II: Paléontologie, 170 S., 13 Abb., 27 Taf., Paris.

— — 1953: Le Quaternaire de Rabat-Casablanca et ses relations avec la Préhistoire. — Libyca, 1, S. 13—15, 1 Tab., Alger.

— — 1963: Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la cote Atlantique du Maroc. — III. Les acquisitions nouvelles durant la periode de 1952 a 1962 (Stratigraphie et Paléontologie). — Not. Mém. Serv. Géol. Maroc, 174, 75 S., 6 Fig., 2 Taf., Rabat.

— — 1965: Le Quaternaire marin de l'Afrique du nord-ouest. — Quaternaria, 7, S. 9—28, 1 Fig., 6 Tab., Roma.

— — mit K. J. Tinkler & H. G. Richards, 1967: The Marine Quaternary of the Canary Islands. — Proceed Acad. Nat. Sciences Philadelphia, 119 (8), S. 325—344, 1 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Philadelphia.

Lemon, R. R. H. & C. S. Churcher, 1961: Pleistocene Geology and Paleontology of the Talara Region, Northwest Peru. — Amer. Journ. Science, 259, S. 410—429, 1 Abb., 1 Tab., New Haven.

Logvinenko, N. V. & I. N. Remizov, 1964: Sedimentology of Beaches on the North Coast of the Sea of Azov. — Dev. Sed. Vol. 1, Deltaic and Shallow Marine Deposits, S. 245—252, 7 Abb., 2 Tab., Amsterdam (Elsevier).

MACCLINTOCK, C., 1967: Shell Structure of Patelloid and Bellerophontoid Gastropods (Mollusca). — Bull. Peabody Mus. Nat. Hist., Yale Univers. 22, IX + 140 S., 128 Abb., 32 Taf., New Haven.

MCKEE, E. D., 1957: Primary structures in some recent sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41, (8), S. 1704—1747, 28 Abb., 8 Taf., Tulsa.

— — mit G. W. WEIR, 1953: Terminology for Stratification and Cross-Stratification in Sedimentary Rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 64, S. 381—390, 2 Abb., New York.

MACNEIL, F. S., 1967: Cenozoic Pectinids of Alaska, Iceland and Other Northern Regions. — Prof. Pap. Geol. Surv. U. S., 553, 57 S., 25 Taf., Washington.

MARTIN-KAYE, P., 1951: Sorting of Lamellibranch Valves on Beaches in Trinidad, B. W. I., — Geol. Mag., 88, S. 432—434, 1 Abb., London.

MARTINEZ, R. & PARADA, C., 1966: Foraminiferos pliocenicos del area de la Laguna de los Patos, entre San Sebastian y las Cruces. — Soc. Geol. Chile, „Simp. Terciario de Chile Central", Abstracts, S. 5, Santiago de Chile.

MARWICK, J., 1957: New Zealand Genera of Turritellidae, and the Species of Stiracolpus. — Paleont. Bull. New Zealand Geol. Surv., 27, 55 S., 5 Abb., 5 Taf., Wellington.

MASUDA, K., 1962: Tertiary Pectinidae of Japan. — Scienc. Report, Tohoku Univ., Sendai, II. Ser. (Geol.) 33, (2), 238 S., 11 Abb., Taf. 18—27, Sendai, Japan.

MAYR, E., 1963: Animal Species and Evolution. — 797 S., 67 Abb., 43 Tab., Cambridge, Mass. (Harvard Univ. Press).

MENARD, H. W. & A. J. BOUCOT, 1951: Experiments on the movement of shells by water. — Amer. Journ. Science, 249, S. 131—151, 4 Abb., 2 Tab., New Haven.

MÖRICKE, W., 1896: Versteinerungen der Tertiärformation von Chile. — in MÖRICKE, W. & G. STEINMANN: Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., B.—Bd. 10, S. 548—612, Taf. 11—13, 1 Tab., Stuttgart.

MOLINA, G. I., 1782: Saggio sulla storia naturale dei Chile. — 367 S., 1 Karte, Bologna.

MONTANE, J., 1964: Fechamiento tentativo de las ocupaciones humanas en dos terrazas a lo largo del litoral chileno. — Arquelog. Chile Centr., 3. Congr. Intern. Arquelog. Chilena, S. 109—124, 1 Abb., Santiago de Chile.

MOORE, R. C., 1957: Modern methods of Paleoecology. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41 (8), S. 1775 bis 1801, 14 Abb., Tulsa.

— — (Edit.) 1960: Treatise on Invertebrate Paleontology.— Part I, Mollusca 1, XXIII + 353 S., 216 Abb., Kansas.

MUÑOZ CRISTI, J., 1946: Estado actual del conocimiento sobre la geologia de la provincia de Arauco. — An. Fac. Cienc. Fis. Mat., U. de Chile, 3, S. 30—63, 8 Prof., 1 Kartenskizze. Santiago de Chile.

— — 1950: Geologia in: Geografia Economica de Chile, Bd. 1, S. 55—187, Santiago de Chile (Corp. Fomen. Prod.).

— — 1953: Rasgos geologicos generales de las provincias de Concepcion y Arauco. — An. Fac. Cienc. Fis. Mat., U. de Concepcion, 2, S. 23—36, 1 Kartenskizze, Concepcion.

— — 1956: Chile. in: Handbook of South American Geology, JENKS, W. F. Edit., S. 191—214, 2 Abb., Mem. Geol. Soc. Amer., 65, New York.

NIEHOFF, W., 1958: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdschau., 47 (1), S. 252—321, 39 Abb., 1 Taf., Stuttgart.

NEWELL, N. D., 1965: Classification of the Bivalvia. — Amer. Mus. Novitat., 2206, 25 S., 3 Abb., 1 Tab., New York.

— — mit J. IMBRIE, E. G. PURDY, & D. L. THURBER, 1959: Organism Communities and Bottom Facies, Great Bahama Bank. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 117 (4), S. 177—228, 17 Abb., Taf. 58—69, 6 Tab., New York.

NILSSON-CANTELL, C. A., 1921: Cirripeden-Studien. — Zool. Bidr., Uppsala, 7, S. 75—395, 89 Fig., 3 Taf., Uppsala.

— — 1957: Reports of the Lund University Chile Expedition 1948—49. 31. Thoracic Cirripeds from Chile. — Lund Univ. Arsskr. N. F. Avd. 2, 53, (9), 25 S., 2 Fig., Lund.

NUÑEZ, M. & SAELZER, E., 1958: Las terrazas marinas entre Valparaiso y Algarrobo. — Inform. Geogr., 4, (1954), S. 6—26, 7 Abb., Santiago de Chile.

OLDROYD, I. S., 1924: The Marine Shells of the West Coast of North America. — Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., vol. 1, 247 S., 56 Taf., Stanford.

— — 1927: The marine Shells of the West Coast of North Amer. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. 2, part I—III, 942 S., 108 Taf., Stanford.

OLSON, E. C., 1957: Size-frequency distributions in samples of extinct organism. — Journ. Geol., 65, S. 309 bis 333, 17 Abb., 6 Tab., Chicago.

OLSSON, A. A., 1961: Mollusks of the Tropical Eastern Pacific, particularly from the Southern half of the Panamic-Pacific Faunal Province (Panama to Peru): Panamic-Pacific Pelecypoda. — 574 S., 86 Taf., Paleont. Res. Inst., Ithaca N. Y.

— — 1964: Neogene Mollusks from Northwestern Ecuador. — 256 S., 38 Taf., Paleont. Res. Inst., Ithaca.

— — mit HARBISON, A., FARGO, W. G. & H. A. PILSBRY, 1953: Pliocene Mollusca of Southern Florida. — Monogr. Acad. Nat. Scien. Philadelphia, 8, 457 S., 2 Abb., 65 Taf., Philadelphia.

ORBIGNY, A. d', 1842: Voyage dans l'Amerique méridionale, 3. Band. Part 3: Géologie, 289 S., 10 Taf., Part 4: Paléontologie, 187 S., 22 Taf., Paris.

ORLOV, J. A., 1960a: Die Grundzüge der Paläontologie. Handbuch für die Paläontologen und Geologen der UdSSR. Mollusca — Gastropoda. — 360 S., 779 Abb., 28 Taf., Moskau. (russisch)

— — 1960b: Die Grundzüge der Paläontologie, Handbuch für die Paläontologen und Geologen der UdSSR. Mollusca — Amphineura, Conchifera, Scaphopoda. — 197 S., 285 Abb., 44 Taf., Moskau. (russisch)

PARODIZ, J. J., 1939: Las especies de „Crepdula" de las costas argentinas. — Physis (Rev. Soc. Argent. Cien. Nat.), 17, (1939) S. 685—709, 1 Taf., 8 Abb., Buenos Aires.

PASKOFF, R., 1963a: Indices morphologiques d'un stationnement de l'Océan Pacifique à 5—7 m au-dessus de son niveau actual sur le littoral du Chile central. — C. r. somm. Séanc. Soc. géol. France, 1963, (6), S. 191—192., 1 Abb., Paris.

— — 1963b: Note préliminaire sur l'age de la Cordillère de la Cote du Chili central. — C. r. somm. Séanc. Soc. géol., France (7), S. 217—218, 1 Abb., Paris.

— — 1963c: Reponse à la communication de M. Dollfuß „Observations aux communications de M. Roland Paskoff". — C. r. somm. Séanc. Soc. géol. France, (8), S. 281—282, Paris.

— — 1963d: Probabilidad de un antiguo nivel del Oceano Pacifico, 1 o 2 metros mas alto que el nivel actual. — Bol. Univ. de Chile, 41, S. 45—47, 3 Abb., Santiago de Chile.

— — 1963e: Observations morphologiques sur les dépots quaternaires de la basse vallée du Rio La Ligua (Chili). — Bull. Soc. géol. France, 7. sér., 5, S. 644 bis 649, 2 Fig., Paris.

— — 1964: Remarques sur des niveaux marins et fluviaux autour de la baie de Coquimbo (Chili). — Bull. Assoc. Geogr. francais, 1964 (320—321), 18 S., 6 Fig., Paris.

— — 1966: Terrasses littorales et tectonique récente entre l'embouchure du rio Limari et la baie Teniente, province de Coquimbo, Chili. — Rev. Geogr., Inst. Panamer. Geograf. Hist., 65, S. 59—67, 2 Abb., Rio de Janeiro.

— — 1967a: Une coupe du Quaternaire marin près de La Serena, Province de Coquimbo, Chili. — Bull. Assoc. Francaise Étude Quatern., 1967, 2, S. 87 bis 101, 7 Abb., Paris.

— — 1967b: Los cambios climaticos plio-cuaternarios en la franja costera de Chile sémiarido. — Bol. Assoc. Geogr. Chile, 1, (1), Santiago de Chile.

— — 1967c: Recent State of Investigations on Quaternary Sea Levels along the Chilean Coast between Lat. 30° and 33° S. — J. Geoscience, Osaka Univ., 10, Art. 1—13, S. 107—113, 2 Abb., Osaka.

— — 1968: Proposition de classification du Pliocène continental du Chili centre-nord. — C. r. somm. Séanc. Soc. géol. France, (1968), 7, S. 226—227, Paris.

Peralta, F. A., 1931: Algunos Fósiles de Coquimbo. — 10 S., 29 Taf., La Serena („El Diario").

Pettijohn, F. J. & Potter, P. E., 1964: Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. — 370 S., 117 Taf., New York (Springer Verlag).

Pfannenstiel, M., 1954: Die Schwankungen des Mittelmeerspiegels als Folge der Eiszeiten. — Freiburger Univ.-Reden, N. F. 18, 19 S., Freiburg i. Br.

Philippi, R. A., 1860: Reise durch die Wüste Atacama auf Befehl der chilenischen Regierung im Sommer 1853 bis 54. — 254 S., 1 Karte, 27 Taf., Halle (E. Anton).

— — 1875: Observaciones sobre las conchas fósiles terciarias de Chile. — Anal. Univ. Chile, 47, S. 70 bis 83, Santiago de Chile.

— — 1887: Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles. — 266 S., 58 Taf., Leipzig (Brockhaus).

— — 1893: Die Mactra-Arten Chiles. — Anales Mus. Nac. Chile, 9 S., 3 Taf., Leipzig.

Pinot, J.-P., 1965: La migration des galets à l'intérieur des plages de sable. Exemple de la plage de Tresmeur (Trébeurden, Cotes du Nord), et application à l'interprétation des coupes de plages anciennes. — C. r. s. Soc. géol. France, 1965, (5), S. 164—165, Paris.

Plessmann, W., 1961: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im westalpinen Flyschbecken von San Remo. — Geol. Jb., 78, S. 503—566, 41 Abb., Hannover.

Potter, P. E. & Pettijohn, F. J., 1963: Paleocurrents and Basin Analysis. — 296 S., 130 Abb., 30 Taf., Springer Verlag (Berlin — Göttingen — Heidelberg).

Reeve, L., 1843—78: Conchologia Iconica: or, illustrations of the shells of molluscous animals. — Vol. I—XX, London.

Reineck, H.-E., 1960: Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. — Geol. Rundsch., 49, (1), S. 149 bis 161, 3 Abb., 5 Tabl., Stuttgart.

— — 1963: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 505, 138 S., 21 Abb., 52 Fig., 18 Tab., 15 Kart., Frankfurt.

Remane, A., 1954: Wurm-Riffe am Tropenstrand. — Natur und Volk 84, (6), S. 177—183, 6 Abb., Frankfurt.

Remond, A., 1867: Paleontolojia de Chile. — Anal. Univ. Chile, 29 (3), S. 99—141, Santiago de Chile.

— — 1868: Apuntes sobre los terrenos terciarios i cuaternarios de Caldera i Coquimbo; Formacion cretacea de Coquimbo. — An. Univ. de Chile, 31, (2), 1868, S. 407—419, Santiago de Chile.

Reyes, E., 1960: Observaciones climatologicas en Montemar 1958—59. — Rev. Biol. Mar., 10, (1, 2, 3), S. 155—179, 3 Abb., 11 Tab., Valparaiso.

Richards, H. G., 1962: Studies on the Marine Pleistocene: Part I: The Marine Pleistocene of the Americas and Europa, Part II: The Marine Pleistocene Mollusks of Eastern North America. — Transact. Amer. Phil. Soc., N. S., 52, (3), 141 S., 35 Abb., 21 Taf., Philadelphia.

— — & Broecker, W., 1963: Emerged Holocene South American Shorelines. — Science, 1963, 141 (3585), S. 1044—1045, 2 Abb., Washington.

Ricketts, E. F., & Calvin, J., 1962: Between Pacific Tides. — 516 S., 135 Abb., 47 Taf., 3. Aufl. Stanford (Univ. Press).

Riveros-Zuñiga, F. & Gonzales, J., 1950: Catalogo descriptivo de Veneridos Chilenos. — Rev. Biol. Marin., 2, (2, 3), S. 117—160, Fig. 22—44, Valparaiso.

Roger, J., 1939: Le Genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. Conclusions générales sur la répartition géographique et stratigraphique des Pectinidés du Tertiaire récent. — Mém. Soc. géol. France, N. S., 40, 294 S., 113 Fig., 38 Taf., Paris.

Ruiz, C., Corvalan, J., & Aguirre, L., 1965: Geologia, in: Geografia Economica de Chile. — S. 35—97, 15 Abb., 1 Tab., Santiago de Chile (Corp. Foment. Producc.).

— — & Corvalan, J., 1966: Geologia, in: Geografia Economica de Chile, Primer Apendice. — S. 18—30, Santiago de Chile (Corfo).

Ruegg, W., 1957: Geologie zwischen Cañete — San Juan, 13°—15° 24′, Südperu. — Geol. Rdschau, 45, (3), S. 775—858, 12 Abb., Taf. 18, Stuttgart.

Schäfer, W., 1941: Zur Fazieskunde des deutschen Wattenmeeres. 1. Dangast und die Ufersäume des Jadebusens, 2. Mellum, eine Düneninsel der deutschen Nordsee-Küste, — Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 457, S. 1—54, 15 Abb., 12 Taf., Frankfurt.

— — 1956: Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. — Senckenbergiana leth., 37, S. 183—263, 35 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Frankfurt.

— — 1962: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — Senckenberg-Buch 41, 666 S., 227 Abb., 36 Taf., Frankfurt.

Schenk, H. G. & Keen, A. M., 1936: Marine molluscan provinces of Western North America. — Proceed. Amer. Phil. Soc., Philadelphia 74, S. 921—938, 6 Fig., Philadelphia.

— — 1937: An index-method for comparing molluscan faunules. — Proceed. Amer. Phil. Soc. Philadelphia, 77, S. 161—182, 4 Fig., Philadelphia.

SCHMIDT, W. J., 1955: Die tertiären Würmer Österreichs. — Österr. Akad. Wissenschf., math.-nat. Kl., Denkschr., 109, Abh. 7, 121 S., 2 Tab., 8 Taf., Wien.

SCHWABE, G. H., 1959: Biometrische Daten zur Schale von Concholepas concholepas (BRUGUIERE) (Moll., Muricidae) an der chilenischen Küste und ihr ökologischer Indikatorwert. — Int. Rev. gesamt. Hydrobiol., 44, (3), S. 449—462, 9 Abb., Berlin.

SCHWEIGGER, E., 1959: Die Westküste Südamerikas im Bereich des Peru-Stromes. — Geogr. Handb., 513 S., 7 Abb., 12 Taf., 23 Karten, Heidelberg — München (Keyser).

SEGERSTROM, K., 1963: High Marine Terraces in the Caldera Region of Northern Chile. — Spec. Pap., Geol. Soc. Amer., 73, (Abstracts), S. 237—238, New York.

SEILACHER, A., 1953: Der Brandungssand als Lebensraum in Vergangenheit und Vorzeit. — Natur und Volk, 83, (8), S. 263—272, 9 Abb., Frankfurt.

— — 1959: Fossilien als Strömungsanzeiger. — Aus der Heimat, 67, (5), 170—177, 8 Abb., Taf. 37, Öhringen.

— — & D. MEISCHNER, 1965: Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. — Geol. Rundsch., 54, (2), S. 596—619, 13 Abb., 1 Taf., Stuttgart.

SELLEY, R. C., 1964: The penecontemporaneous deformation of heavy mineral bands in the Torridonian Sandstone of Northwest Scotland. — Develop. Sediment., vol. 1 (Deltaic and Shallow Marine Deposits), S. 362—367, 3 Abb., Amsterdam (Elsevier).

SOOT-RYEN, T., 1952: New Tertiary pelecypods from Punta Arenas. — Ark. Zool., 4, (15), S. 307—310, 1 Taf., Stockholm.

— — 1955: A Report on the Family Mytilidae (Pelecypoda), Allan Hancock Pacific Exped., 20, (1), 173 S., 78 Abb., 10 Taf., Los Angeles.

— — 1957: On a small collection of Pelecypods from Peru to Panama: Rep. Lund Univ. Chile Expedit. 32, Lunds Univ. Arsskr. N. F. Avd. 2, 53, (10), 12 S., 2 Abb., Lund.

— — 1959: Reports of the Lund University Chile Expedition 1948—49, 35. Pelecypoda. — Arsskr. Lunds Univ., N. F., Avd. 2., 55, (6), 86 S., 6 Fig., 2 Tab., 4 Taf., Lund.

STEFFEN, H., 1944: Patagonia occidental. — Bd. I + II, 586 S., 67 Abb., 32 Taf., 13 Karten, Santiago de Chile (Edic. U. de Chile).

STEINMANN, G., 1895: Das Auftreten und Alter der Quiriquina-Schichten. in: G. STEINMANN, W. DEECKE und W. MÖRICKE: Das Alter und die Fauna der Quiriquina-Schichten in Chile. — N. Jb. Min., Geol., Paläont., B.-Bd. 10, S. 1—31, Abb. 2, Stuttgart.

— — 1896: Das Auftreten des Tertiärs im nördlichen Chile. — in: MÖRICKE, W. & STEINMANN, G.: Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna. — N. Jb. Min., Geol. Paläont., B.-Bd. 10, S. 531—547, 3 Abb., Stuttgart.

— — 1929: Geologie von Peru. — 448 S., 9 Taf., 271 Abb., 1 geol. Karte, Heidelberg (C. Winter).

STOKES, W. L., 1955: Another Look at the Ice Age. — Science, 122, (3174), S. 815—821, 1 Abb., Washington.

STUARDO, J., 1960a: Notas sobre ecologia y distribucion de Choromytilus chorus (MOLINA) (Mytilidae) con una clave adicional para los mitilidos chilenos. — Act. y Trabaj. 1. Congr. Sudamer. Zoolog., La Plata 1959, tom I. S. 163—174, 3 Abb., La Plata.

— — 1960b: La familia Glycymeridae (Bivalvia) en Chile. — Rev. Biol. Marin., 10, (1, 2, 3) S. 133—142, 1 Taf., Valparaiso.

— — 1964: Distribucion de los moluscos marinos litorales en Latinoamerica. — Bol. Inst. Biol. Marin., 7, S. 79—92, 1 Abb., 1 Tab., Mar del Plata.

SUTER, H., 1927: Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der peruanischen Tablazoformation. — Centralbl. Min. etc., B.: Geol. Paläont., 1927, S. 269-277, 1 Tab., Stuttgart.

TAVERA, J., 1942: Contribucion al estudio de la estratigrafia y paleontologia del Terciario de Arauco. — An. 1. Congr. Panamer. Ing. Minas, Geol., Geol., 2, S. 581—632, 15 Abb., Santiago de Chile.

— — 1960: El Plioceno de Bahia Horcon en la provincia de Valparaiso. — An. Facult. Cienc. Fis. Mat., Univ. de Chile, 17, S. 350—367, 1 Abb., 1 Tab., Santiago de Chile.

THOMAS, H., 1958: Geologia de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. — Bol. Inst. Invest. Geol., 2, 86 S., 1 Abb., 1 Tab., 2 Karten 1:150 000, Santiago de Chile.

THORSON, G.: 1957: Bottom Communities (Sublittoral or Shallow Shelf). — Geol. Soc. Amer., Mem. 67, (1), S. 461—543, 20 Abb., New York.

VALENTINE, J. W., 1955: Upwelling and thermally anomalous Pacific Coast Pleistocene molluscan faunas.— Amer. Journ. Sci., 253, S. 462—474, 3 Abb., New Haven.

— — 1956: Upper Pleistocene Mollusca from Potrero Canyon Pacific Palisades, California. — Transact. San Diego Soc. Nat. Hist., 12, (10), S. 181—205, 1 Fig., 13 Taf., San Diego.

— — 1957: Late Pleistocene Faunas from the Northwestern Coast of Baja California, Mexico. — Transact. San Diego Soc. Nat. Hist., 12, (16), S. 291—308, 6 Fig., San Diego.

— — 1961: Paleoecologic Molluscan Geography of the Californian Pleistocene. — Publ. Univ. California Geol. Sci., 34, (7), S. 309—442, 16 Fig., 33 Tab., Los Angeles.

— — 1963: Biogeographic units as biostratigraphic units. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 47, (3), S. 457—466, 2 Abb., Tulsa.

— — & J. H. LIPPS, 1963: Late Cenozoic rocky-shore assemblages from Anacapa Island, California. — Journ. Paleont., 37, (6), S. 1292—1302, 3 Abb., 2 Tab., Tusla.

— — & B. MALLORY, 1965: Recurrent groups of bonded species in mixed death assemblages. — Journ. Geol., 73, (5), S. 683—701, 5 Abb., Chicago.

VOGEL, K., 1959: Wachstumsunterbrechungen bei Lamellibranchiaten und Brachiopoden. Ein Beitrag zur Beurteilung fossiler Kleinformen und zur Frage „Bio- oder Thanatocoenose". — N. Jb. Geol. Paläont., Abh.. 109, (1), S. 109—129, 9 Abb., 2 Tab., Taf. 4, Stuttgart.

WAGNER, F. J. E., 1959: Palaeoecology of the Marine Pleistocene Faunas of Southwestern British Columbia.— Bull. Geol. Surv., Canada, 52, 67 S., 20 Tab., 3 Beil., 1 Taf., Ottawa.

WEBB, W. F., 1960, Handbook for Shell Collectors. — 264 S., 112 Taf., 15. Aufl., Wellesley Hills., Mass. (Lee Publ.).

WEBB, S. D., & TESSMANN, V., 1967: Vertebrate Evidence of a Low Sea Level in the Middle Pliocene. — Science, 156, (3773), S. 379, Washington.

Weber, E., 1938: Die morphologische Gliederung der mittelchilenischen Küstenkordillere. — Petermann Geogr. Mitt. 84, 1938, S. 257—262, 1 Abb., Taf. 26—28, Gotha.

Weimer, R. J. & Hoyt, J. H., 1964: Burrows of Callianassa major Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environment. — J. Paleont., 38, (4), S. 761—767, 2 Abb., Taf. 123—124, Tulsa.

Weischet, W., 1959: Geographische Beobachtungen auf einer Forschungsreise in Chile. — Erdkunde, 13, S. 6—19, 6 Abb., 1 Taf., Bonn.

— — 1964: Geomorfologia glacial de la region de los lagos. — Comun. Escuela Geol., 4, 36 S., 24 Abb., 1 Klapptaf., Santiago de Chile.

Weltner, W., 1895: Die Cirripedien von Patagonien, Chile und Juan Fernandez. — Arch. Naturgesch., 61. Jhg. (1), S. 288—292, Berlin.

Wenz, W., 1938—1944: Gastropoda. In: Handbuch der Paläozoologie, 6, herausgeg. von O. Schindewolf. — 1639 S., 4211 Abb., Berlin.

— — & A. Zilch, 1959: Gastropoda. in: Handbuch der Paläozoologie, 6, (2), hrsg. von O. Schindewolf. — 834 S., 2515 Abb., Berlin.

Wetzel, W., 1927: Beiträge zur Erdgeschichte der mittleren Atacama. — N. Jb. Min. etc., B.-Bd. 58, S. 505—578, Taf. 32—39, 2 Kart., Stuttgart.

Weymouth, F. W. & H. C. McMillin, 1931: Relative growth and mortality of the Pacific Razor Clam (Siliqua patula Dixon) and their bearing on the commercial fishery. — Bull. Bureau Fish., U. S. Dep. Comm., 41, (1930), S. 543—567, 11 Fig., 8 Tab., Washington.

Weymouth, F. W. & S. H. Thompson, 1931: The age and growth of the Pacific Cockle (Cardium corbis Martyn). — Bull. Bureau Fish., U. S. Dep. Comm., 41, (1930), S. 633—641, 7 Fig., 2 Tab., Washington.

Weymouth, F. W., H. C. McMillin & H. R. Willis, 1931: Latitude and relative growth in the razor clam, Siliqua patula. — Journ. Experiment. Biol., 8, (3), S. 228—249, 10 Fig., London.

Willis, B., 1929: Earthquakes conditions in Chile. — Carnegie Inst., Publ. 382, S. 1—178, 19 Abb., 3 Karten, 72 Taf., Washington.

Wurm, A., 1942: Die Kordillere in Südamerika. — Geologische Charakterbilder, herausgegeb. von K. Andree, Heft 41, 8 S., 12 Taf., 4 Abb., Berlin.

— — 1951: Beobachtungen in der Wüste Nordchiles. — Natur und Volk, 81, (10), S. 239—245, 8 Abb., Frankfurt.

Yokoyama, M., 1927: Mollusca from the Upper Musashino of Tokyo and its Suburbs. — Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect II., Vol. 1, (10), S. 391—437, 5 Taf., Tokyo.

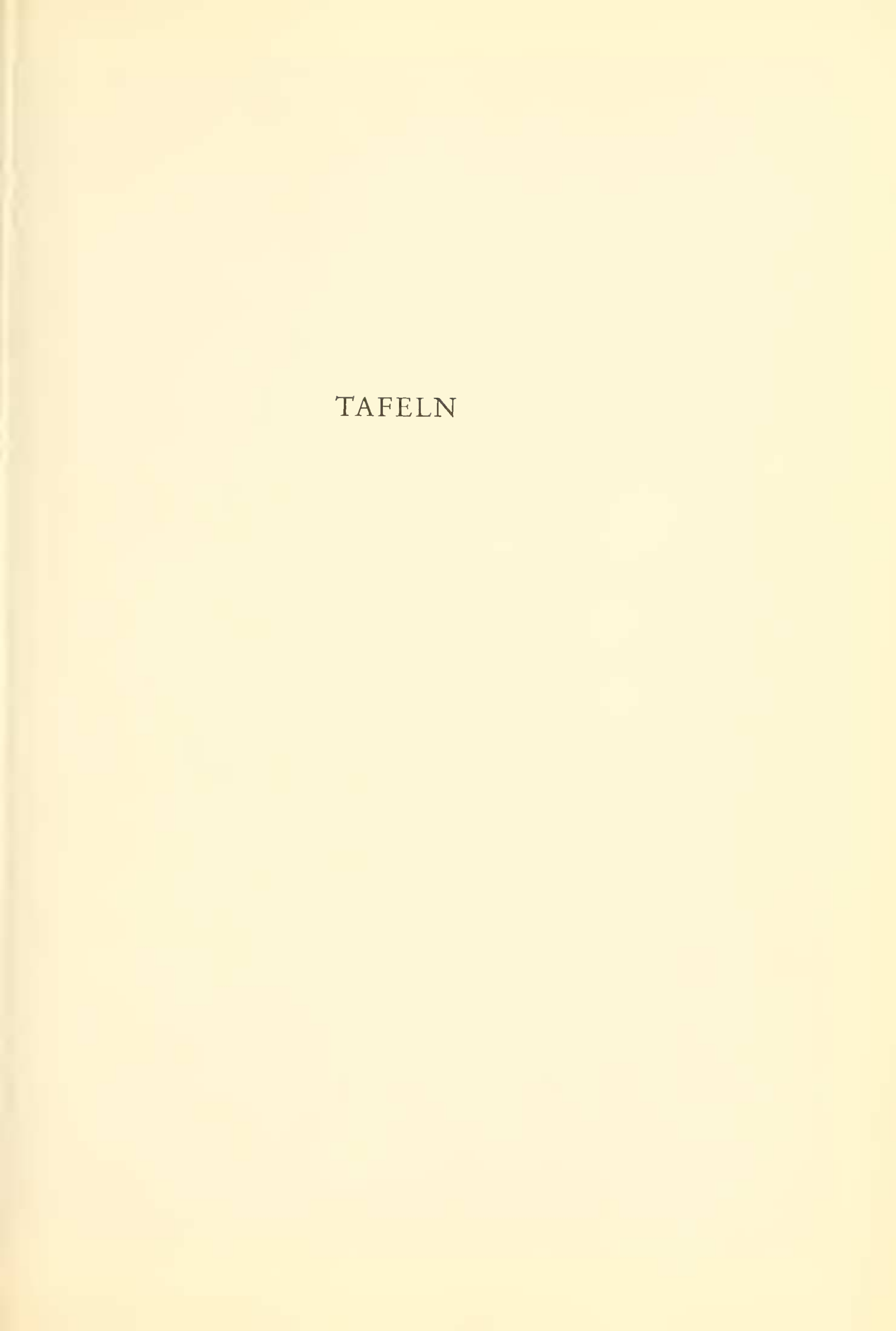
Yonge, C. M., 1949: The Sea Shore. — 311 S., 88 Fig., 40 Taf., London (Collins).

Zeil, W., 1964: Geologie von Chile. — Beitr. regionalen Geol. d. Erde, Bd. 3, 233 S., 43 Textabb., 57 Abb. a. Taf., 10 Klapptaf., Berlin (Gebr. Borntraeger).

— — 1965: Die tektonische Geschichte der Küstenkordillere Chiles. — Geol. Rundsch., 54, (2), S. 882—891, 5 Abb., 1 Taf., Stuttgart.

— — & Pichler, H., 1967: Die känozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden. — Geol. Rundsch., 57, S. 48—81, 19 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

Zeuner, F. E., 1959: The Pleistocene Period. — 2. Aufl., 447 S., 80 Abb., London (Hutchinson) 1959.



TAFELN

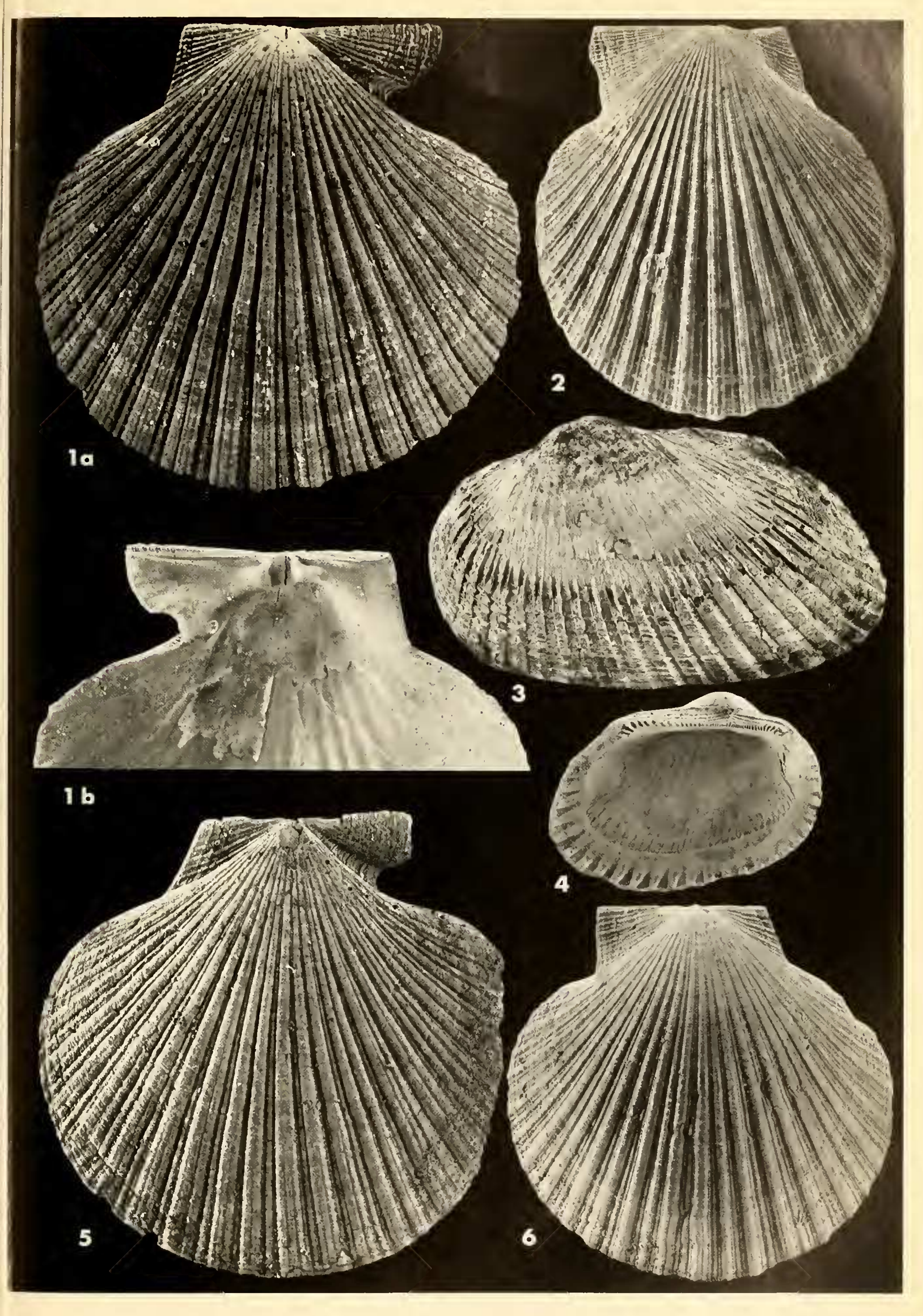
Tafel 1

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

Fig. 1—2: *Chlamys vidali* (PHILIPPI) — S. 103).
Höheres Pliozän; Quebr. Honda, N-Ufer, Carretera Panamericana;
1 a: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 9)
1 b: dto., Innenansicht, Schloß.
2: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 10).

Fig. 3—4: *Anadara (Raisa) chilensis* (PHILIPPI) — S. 99).
3: linke Klappe, Ornamentation; oberstes Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva (1966 IV 2).
4: linke Klappe, Innenansicht; höheres Pliozän; Quebr. Blanca, Caldera, (1966 IV 1).

Fig. 5—6: *Chlamys hupeanus* (PHILIPPI) — (S. 104).
Pliozän; N-Caldera, La Pina, E Carretera Panamericana.
5: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 13)
6: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 11).

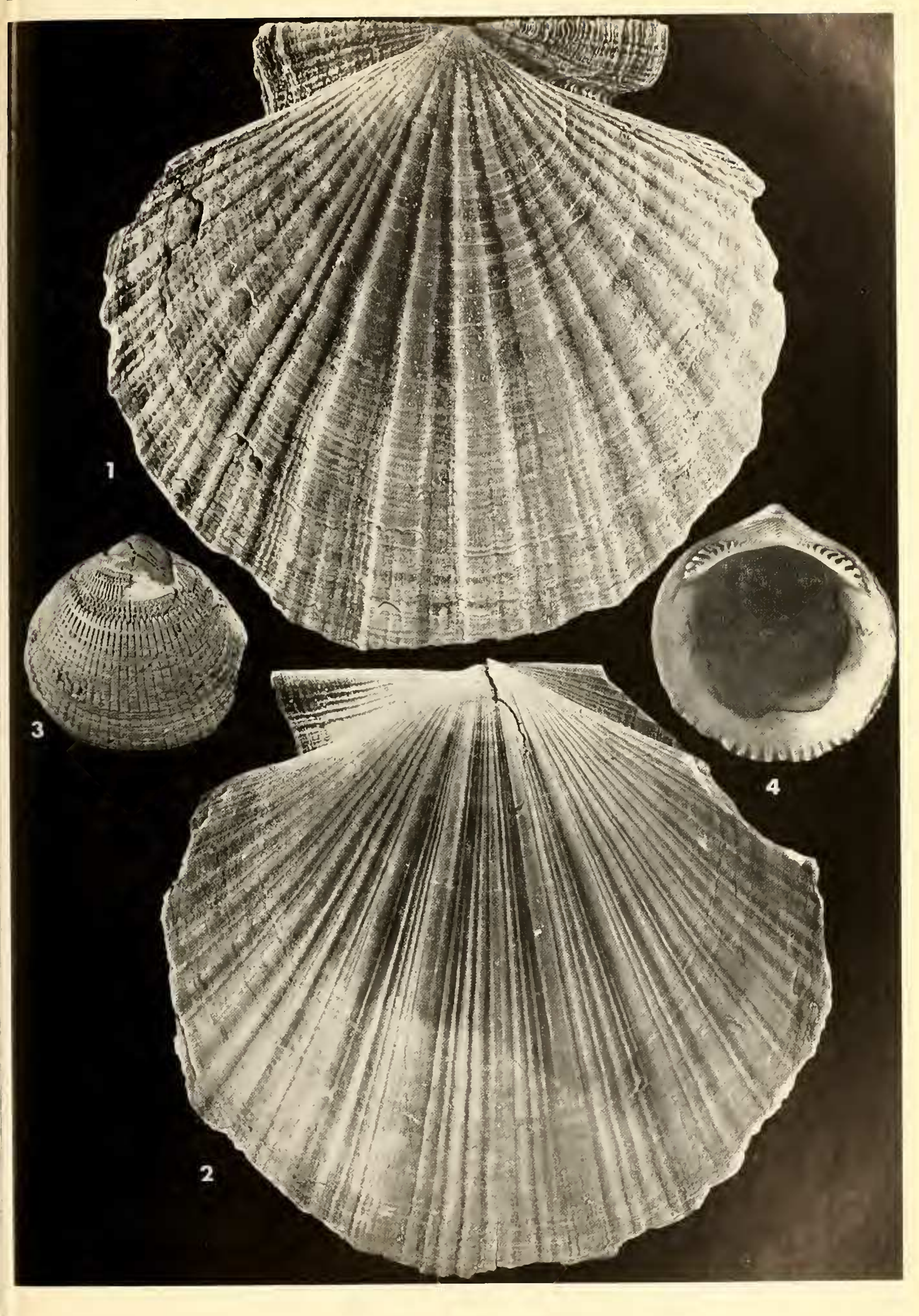

1a
2
1b
3
4
5
6

Tafel 2

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

Fig. 1—2: *Chlamys simpsoni* (Philippi) — (S. 102).
Pliozän, tiefere Serie;
Rio Copiapo, S-Ufer, Quebr. El Pimiento.
1: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 6),
2: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 7).

Fig. 3—4: *Glycymeris ovata* (Broderip) — (S. 100).
Pliozän, höhere Serie;
Mejillones, Cuesta del Burro.
3: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 83)
4: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 3).

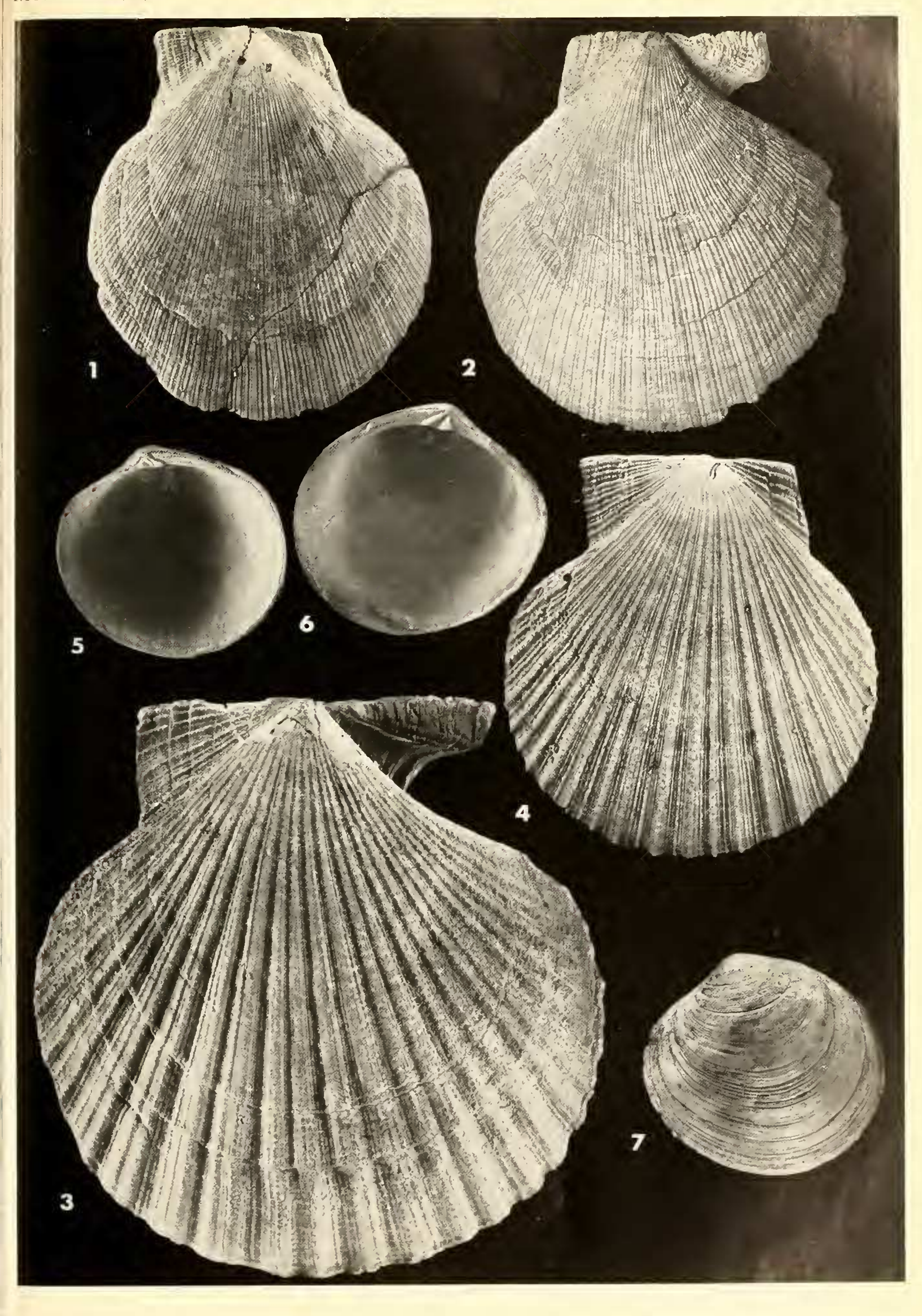

1
3
4
2

Tafel 3

Fig. 1—2: *Chlamys calderensis* (MÖRICKE) — (S. 101).
Pliozän, tiefere Serie: Carrizalillo, 300 m E der Mündung der Quebr. Carrizalillo.
1: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 4), nat. Größe.
2: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 5), nat. Größe.

Fig. 3—4: *Chlamys coquimbensis* (MÖRICKE) — (S. 105).
Pliozän, höhere Serie; N-Caldera, La Pina, E Carretera Panamericana.
3: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 14), nat. Größe.
4: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 15), nat. Größe.

Fig. 5—7: *Diplodonta inconspicua* (PHILIPPI) — (S. 115).
Mittelpleistozän (Herradura-I-Stufe); 1800 m N-Caldera, Abschnitt Carretera Panamericana.
5: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 29), ×2.
6: linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 28), ×2.
7: dto. Außenansicht, ×2.

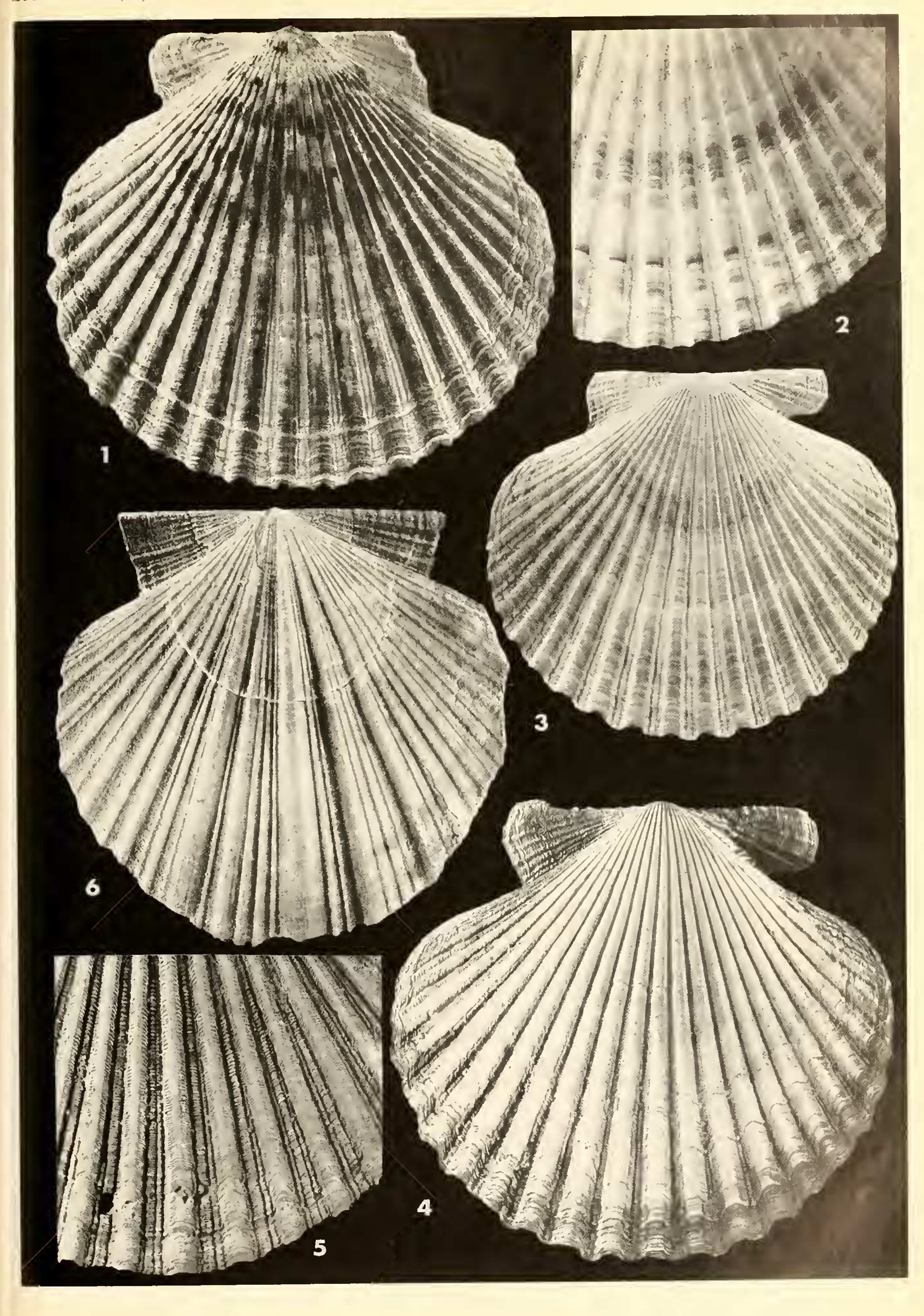

1
2
5
6
4
3
7

Tafel 4

Fig. 1—3: *Chlamys (Aequipecten) purpurata* (LAMARCK), Formengruppe B — (S. 107).
Rezent, Caldera, Bahia Inglesa.
1: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 18), nat. Größe.
2: Ausschnitt der Ornamentation, rechte Klappe, (1966 IV 17), nat. Größe.
3: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 84), nat. Größe.

Fig. 4—5: *Chlamys (Aequipecten) purpurata* (LAMARCK), Formengruppe A — (S. 107).
Altpleistozän; Rio Copiapo, S-Ufer, Quebr. El Pimiento.
4: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 85), nat. Größe.
5: linke Klappe, Ausschnitt aus der Ornamentation am ventralen Rand (1966 IV 16), nat. Größe.

Fig. 6: *Chlamys simpsoni* (PHILIPPI) — (S. 102).
Pliozän, tiefere Serie; Rio Copiapo, S-Ufer, Quebr. El Pimiento; juvenile linke Klappe (1966 IV 8), nat. Größe.

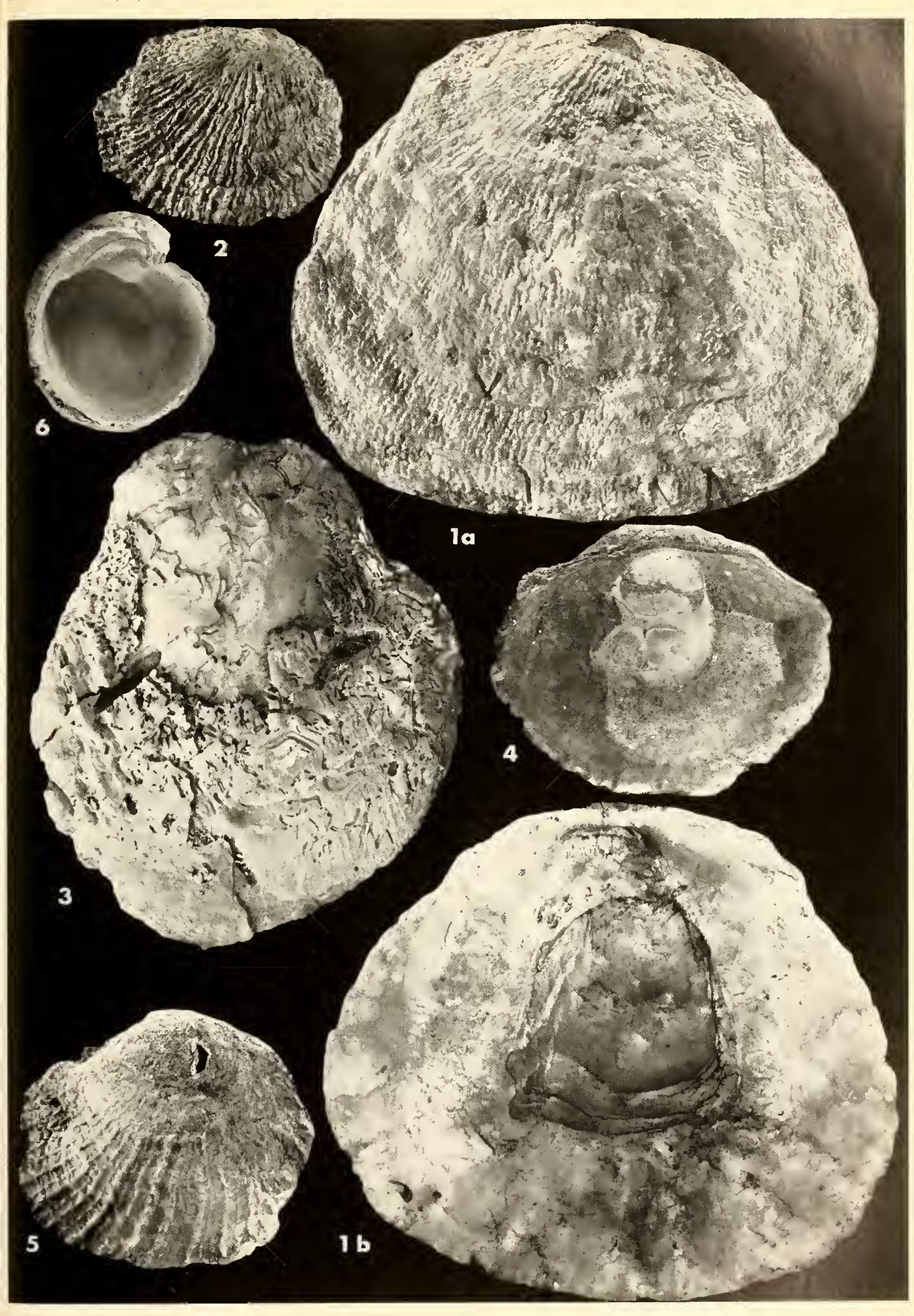

1
2
3
6
5
4

Tafel 5

Fig. 1—3: *Anomia atacamensis* n. sp. — (S. 110).
1: Holotypus, linke Klappe (1966 IV 20); Pliozän, tiefere Serie; N-Caldera, Bucht S-Punta Cabeza de Vaca.
1 a: Außenansicht, Ornamentation, nat. Größe.
1 b: Innenansicht, nat. Größe.
2: juvenile, linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 86), Pliozän, tiefere Serie; N-Caldera, Bucht S-Punta Cabeza de Vaca, nat. Größe.
3: Paratypus, rechte Klappe, Außenansicht, (1966 IV 22), Loc. wie Holotypus, nat. Größe.

Fig. 4—5: *Anomia alternans* SOWERBY — (S. 109).
Pliozän, höhere Serie; Caldera, Quebrada Blanca (Aufarbeitungslage).
4: linke Klappe, Innenansicht mit Muskeleindrücken (1966 IV 87), × 1,5
5: linke Klappe, Ornamentation (1966 IV 19) × 1,5

Fig. 6: *Chama pellucida* SOWERBY — (S. 115).
Pliozän, höhere Serie; Mejillones, Cuesta del Burro,
linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 27), nat. Größe.


2
6
1a
3
4
5
1b

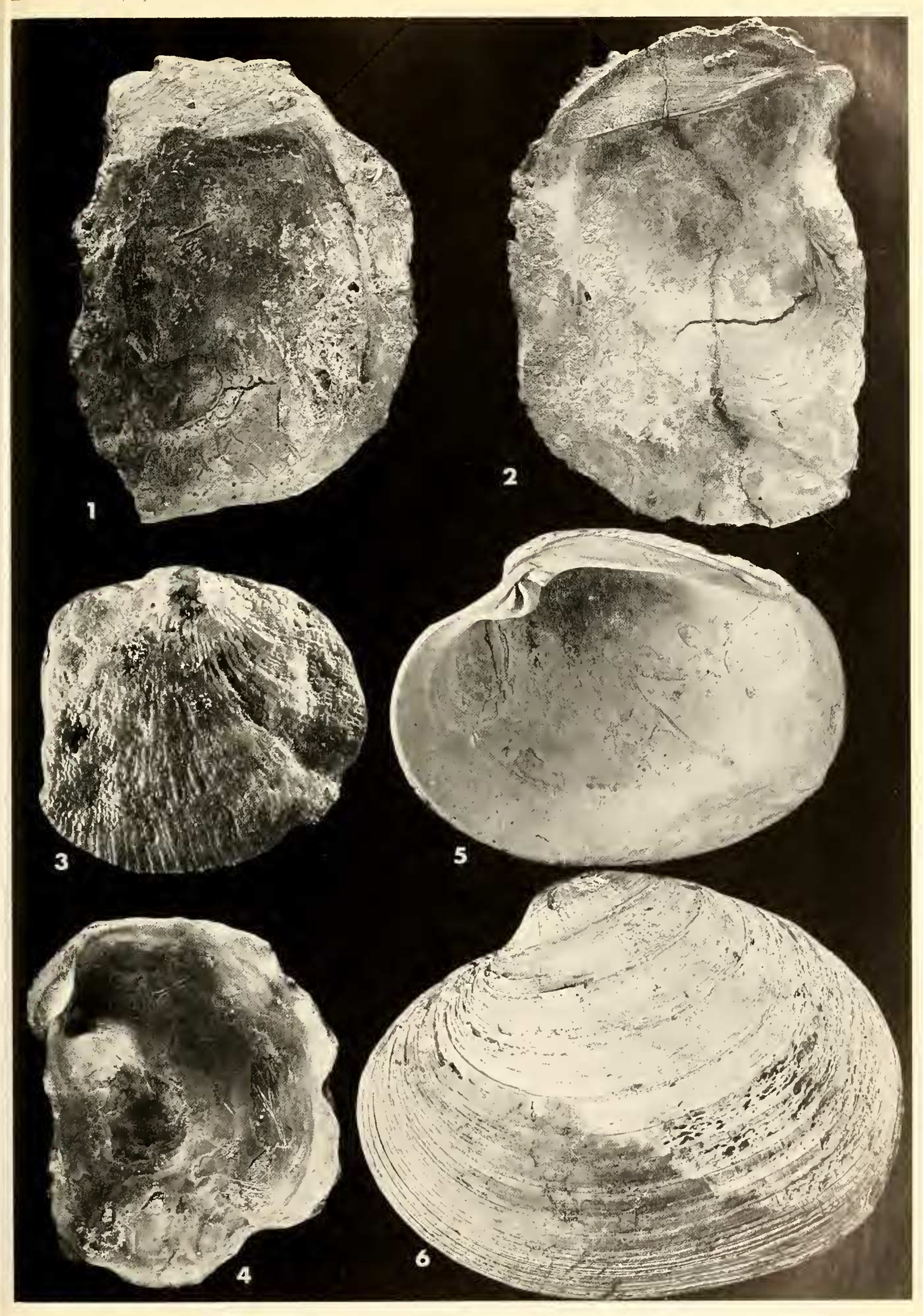
Tafel 6

Fig. 1—2: *Ostrea (Crassostrea) maxima* HUPE — (S. 113).
Pliozän, tiefere Serie;
1: linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 88), N-Caldera, La Piña, W-Carretera Panamericana, · 0,5.
2: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 89), Caldera, Hafengebiet, S-Molle Fiscal · 0,5.

Fig. 3: *Anomia atacamensis* n. sp. — (S. 110).
Paratypus, linke Klappe, Ornamentation, (1966 IV 21); N-Caldera, Bucht S-Punta Cabeza de Vaca, Pliozän, tiefere Serie, · 0,5.

Fig. 4: *Ostrea (Ostrea) ferrarisi* D'ORBIGNY — (S. 111).
Pliozän, höhere Serie; Tongoy, Quebr. Pachingo, Unterlauf, W-Estancia Tangue; linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 92) nat. Größe.

Fig. 5—6: *Eurhomalea rufa* (LAMARCK) — (S. 129).
5: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 90), Mittelpleistozän (Herradura-II-Stufe); N-La Serena, Pta. Teatinos, 1,5.
6: linke Klappe, Außenansicht (1966 IV 91), N-Mündung Quebr. Chañaral de Azeitunas, nat. Größe.


1
2
3
5
4
6

Tafel 7

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

Fig. 1: *Ostrea (Ostrea) ferrarisi* D'ORBIGNY — (S. 111).
Pliozän, tiefere Serie; La Serena, Carretera Panamericana, km 481, Aufstieg Pta. Teatinos;
linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 96).

Fig. 2—4: *Ostrea (Ostrea) longiuscula* HUPE — (S. 112).
Pliozän, höhere Serie; Tongoy, Quebr. Pachingo, Unterlauf, W-Estanica Tangue.
2: Außenansicht (1966 IV 93).
3: Innenansicht mit juvenilen Exemplaren (1966 IV 24).
4: Innenansicht (1966 IV 25).

Fig. 5—6: *Ostrea (Ostrea) transitoria* HUPE — (S. 113).
Pliozän, tiefere Serie; N-Caldera, Bucht S-Punta Cabeza de Vaca;
5: linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 94).
6: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 95).


1
2
3
4
5
6

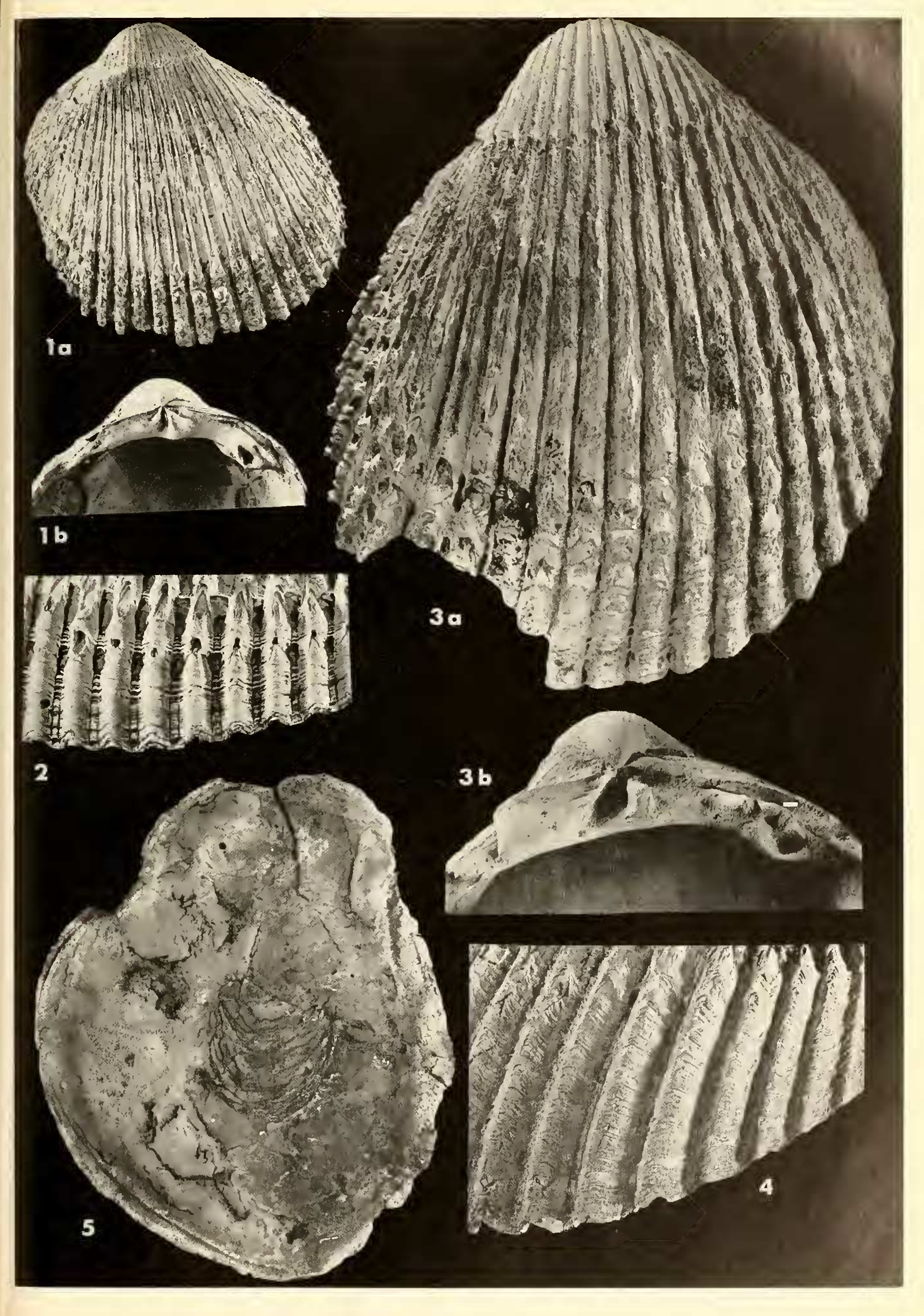
Tafel 8

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

Fig. 1—2: *Laevicardium (Mexicardia) procerum domeykoanum* (PHILIPPI) — (S. 115).
1: linke Klappe, (1966 IV 30), Pliozän, höhere Serie; Tongoy, Quebr. Salina Grande.
1 a: Außenansicht, Ornamentation;
1 b: Innenansicht, Schloß.
2: Pliozän, höhere Serie; Caldera, Quebrada Blanca, Aufarbeitungslage, Außenseite, Ornamentation, Ausschnitt (1966 IV 33).

Fig. 3—4: *Laevicardium (Mexicardia) procerum grande* (PHILIPPI) — (S. 116).
3: Altpleistozän (Serena-1-Stufe); Tongoy, Hochfläche S-Quebr. Salinita, W-Carretera Panamericana, (1966 IV 31),
3 a: linke Klappe, Außenansicht, Ornamentation,
3 b: dto., Innenansicht, Schloß.
4: dto., linke Klappe, Ausschnitt Ornamentation am ventralen Rand (1966 IV 32).

Fig. 5: *Anomia atacamensis* n. sp. — (S. 110).
Paratypus (1966 IV 22); Pliozän, tiefere Serie; N-Caldera, Bucht S-Punta Cabeza de Vaca,
rechte Klappe, Innenansicht.


1a
1b
2
3a
3b
4
5

Tafel 9

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

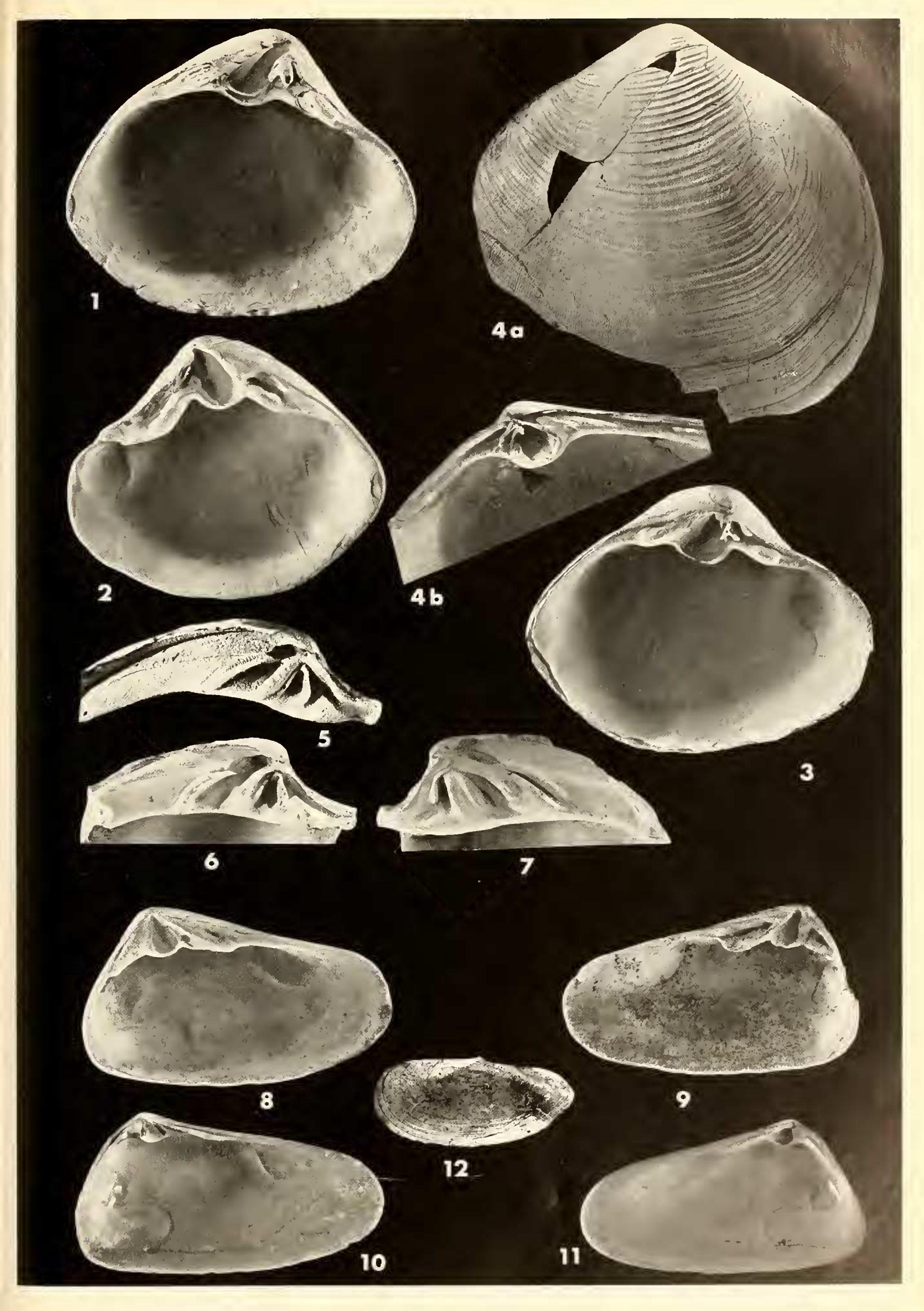
Fig. 1—3: *Mulinia edulis* (King) — (S. 117).
1: Dickschalige Variation (syn: *Mulinia vidali* [Phil.]),
Altpleistozän; Caldera, Quebrada Blanca;
linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 79).
2: dto., rechte Klappe, Innenansicht, (1966 IV 81).
3: *Mulinia edulis* (King), Normalausbildung,
linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 80),
Altpleistozän, Caldera, Quebr. Blanca.

Fig. 4: *Anatina (Raeta) undulata* (Gould) — (S. 118).
Mittelpleistozän (Herradura-II-Stufe); Coquimbo, Bahia Herradura, Miramar, (1966 IV 34).
4 a: rechte Klappe, Ornamentation,
4 b: dto. Innenansicht, Ausschnitt, Schloßregion.

Fig. 5—7: *Dosinia (Dosinida) ponderosa* (Gray) — (S. 121).
5: linke Klappe, Innenansicht der Schloßregion, Abdruck (1966 IV 97);
Pliozän, tiefere Serie; Coquimbo, Bahia Herradura SW-Ecke, Meeresniveau.
6: linke Klappe, Innenansicht der Schloßregion (1966 IV 60),
Pliozän, höhere Serie; Caldera, Quebr. Blanca.
7: rechte Klappe, Innenansicht der Schloßregion (1966 IV 37);
Pliozän, höhere Serie; Caldera, Quebr. Blanca.

Fig. 8—11: *Mesodesma donacium* (Lamarck) — (S. 118).
8—9: Altpleistozän (Serena-II-Stufe); La Serena, Juan Soldado, Cantera Cavancha;
8: linke Klappe (1966 IV 76);
9: rechte Klappe (1966 IV 98);
10—11: juvenile Exemplare; rezent; Playa El Tabo, N-Cartagena;
10: linke Klappe (1966 IV 75);
11: rechte Klappe (1966 IV 99).

Fig. 12: *Ardeamya* n. sp. — (S. 119).
Oberstes Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva;
Außenansicht (1966 IV 35).


1
4a
2
4b
5
3
6
7
8
9
12
10
11

Tafel 10

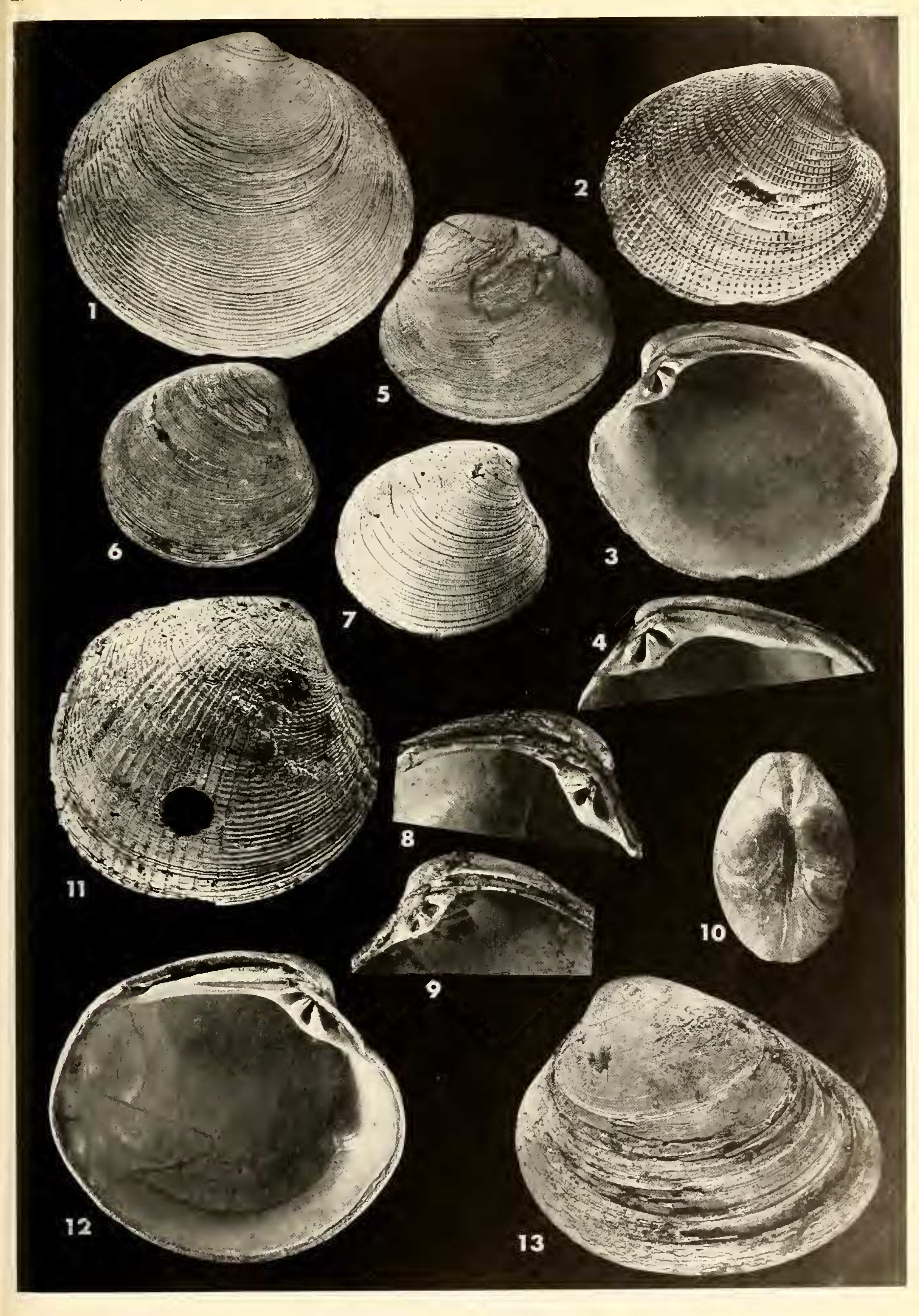
Fig. 1: *Semele corrugata* (SOWERBY) — (S. 120).
Mittelpleistozän (Herradura-II-Stufe); 1800 m N Caldera, Anstieg Carretera Panamericana; rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 36), nat. Größe.

Fig. 2—4: *Protothaca antiqua antiqua* (KING) — (S. 123).
2—3: Mittelpleistozän (Herradura-I-Stufe), Caldera Bahia Inglesa, rechte Klappe (1966 IV 48);
2: Außenansicht, Ornamentation, nat. Größe;
3: Innenansicht, nat. Größe;
4: Pliozän (höhere Serie), Tongoy, westl. Ortseinfahrt, Schloß einer rechten Klappe, Abdruck, (1966 IV 101), nat. Größe.

Fig. 5—10: *Chionopsis petitiana* (D'ORBIGNY) — (S. 121).
5: Pliozän, tiefere Serie, S-Coquimbo, Quebrada Herradura, Anstieg Carretera Panamericana, linke Klappe (1966 IV 49), nat. Größe;
6: dto. rechte Klappe (1966 IV 50), nat. Größe;
7: Pliozän (? höhere Serie); Horcon, S-Playa Quiliruca; Abguß einer Hohlform, rechte Klappe (1966 IV 39), nat. Größe.
8: Pliozän (tiefere Serie); SE-Coquimbo, Quebrada Herradura; Innenansicht der Schloßregion, linke Klappe (1966 IV 38), × 2.
9: dto., rechte Klappe, × 2;
10: wie Fig. 6; Ansicht der Dorsalseite, nat. Größe.

Fig. 11—12: *Protothaca thaca* (MOLINA) — S. 122).
11: Mittelpleistozän (Herradura-II-Stufe); Coquimbo, Bahia Herradura, Miramar; rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 70), nat. Größe.
12: rezent; Halbinsel Tumbes, N-Concepcion; linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 41); nat. Größe.

Fig. 13: *Macrocallista boliviana* (PHILIPPI) — (S. 124).
Pliozän (höhere Serie); Tongoy, Quebrada Salinita; linke Klappe, Außenansicht (1966 IV 62), nat. Größe.


1
2
5
6
3
7
4
8
11
10
9
12
13

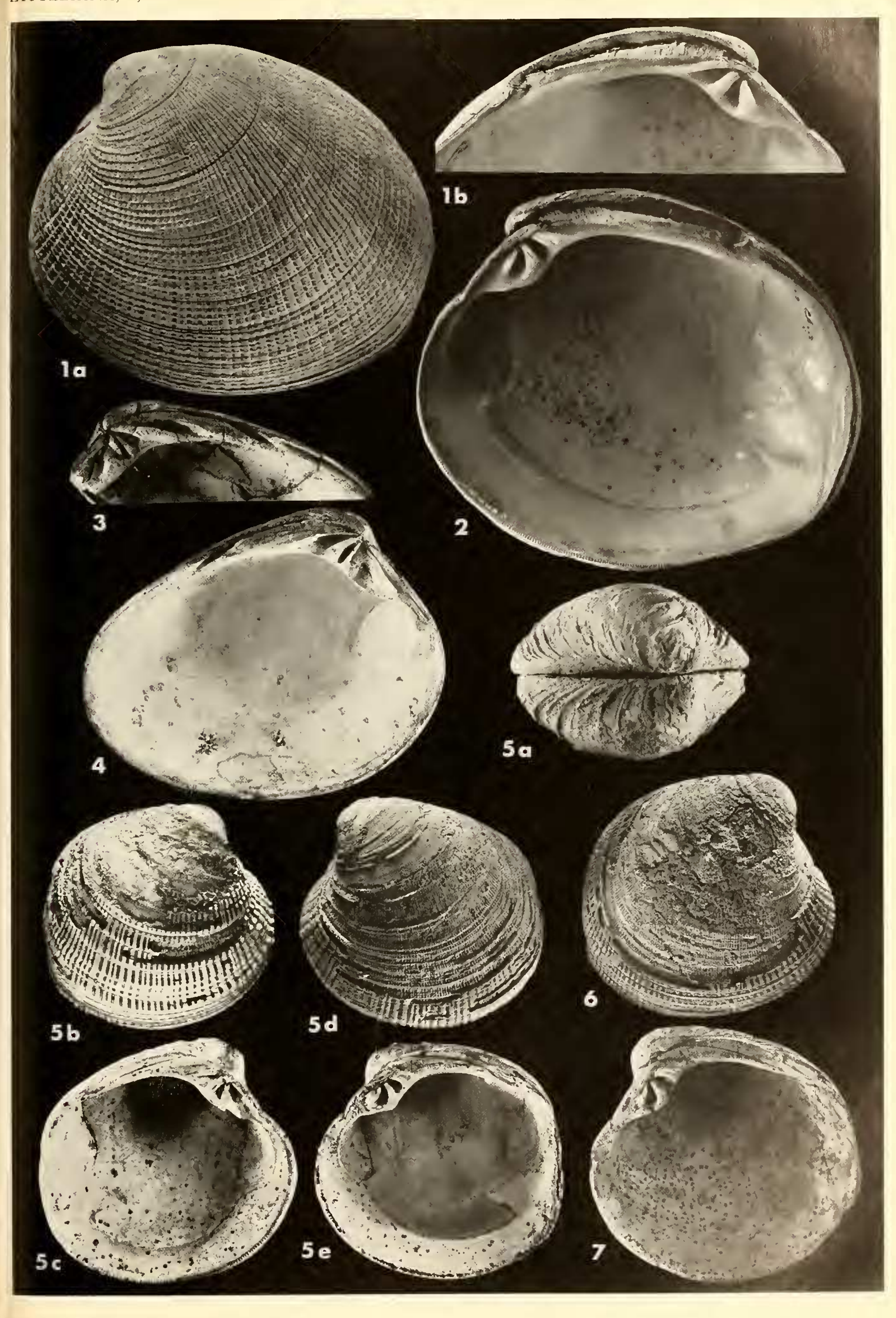
Tafel 11

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

Fig. 1—2: *Protothaca antiqua antiqua* (King) — (S. 123);
rezent; S-San Antonio, Playa Llo-Lleo; (1966 IV 43),
1 a, b: linke Klappe;
2: rechte Klappe.

Fig. 3—4: *Macrocallista boliviana* (Philippi) — (S. 124).
Oberstes Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva;
3: rechte Klappe, Schloßregion (1966 IV 69);
4: linke Klappe, Schloßregion (1966 IV 62).

Fig. 5—7: *Protothaca antiqua tongoyensis* n. ssp. — (S. 123).
Altpleistozän (Serena-I-Stufe); Tongoy, Quebrada Romeral;
5 a—e: Holotypus (1966 IV 44);
a: beidklappig, Ansicht der Dorsalseite;
b: rechte Klappe, Außenansicht;
c: linke Klappe, Innenansicht;
d: linke Klappe, Außenansicht;
e: rechte Klappe, Innenansicht;
6: Paratypus (1966 IV 46), rechte Klappe, Außenansicht;
7: Paratypus (1966 IV 45), rechte Klappe, Innenansicht.


1a
1b
2
3
4
5a
5b
5d
6
5c
5e
7

Tafel 12

Fig. 1—3: *Amiantis domeykoana* (PHILIPPI) — (S. 124).
Höheres Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva; nat. Größe.
1: linke Klappe, Schloßregion (1966 IV 54);
2a: rechte Klappe, Schloßregion (1966 IV 53);
2b: dto. Außenansicht, Ornamentation;
3: juvenile rechte Klappe, Ornamentation, (1966 IV 57).

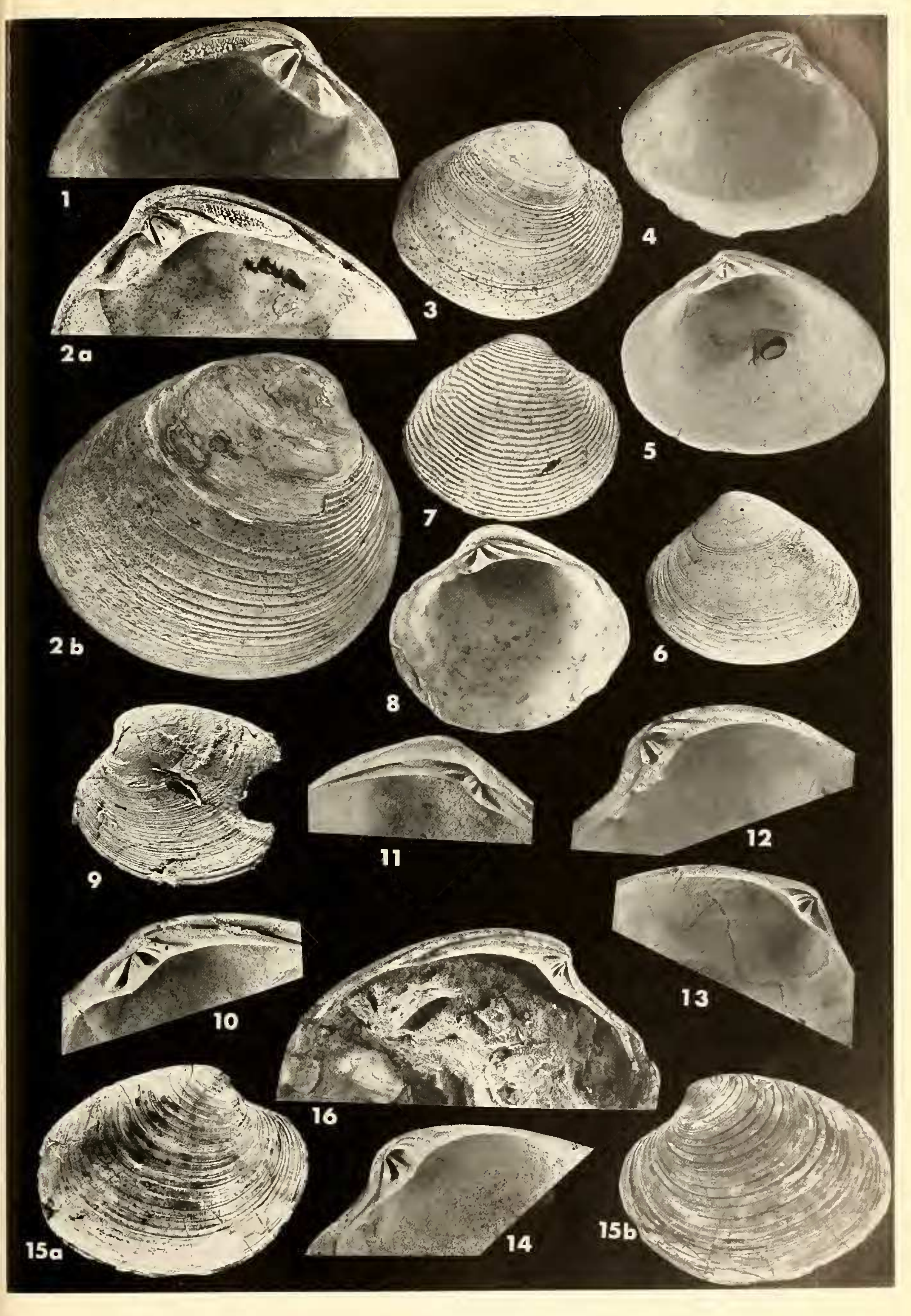
Fig. 4—6: *Transenella pannosa* (SOWERBY) — (S. 126).
Mittelpleistozän (Herradura-II-Stufe); 1800 m N-Caldera, Anschnitt Carretera Panamericana;
4: linke Klappe, Innenansicht (1966 IV 55), ×2;
5: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 56), ×2;
6: linke Klappe, Außenansicht (1966 IV 100), nat. Größe.

Fig. 7—8: *Clausinella gayi* (HUPE) — (S. 126).
Mittelpleistozän (Herradura-II-Stufe); Coquimbo, Bahia Herradura, NE-Winkel;
7: rechte Klappe, Ornamentation (1966 IV 59), nat. Größe;
8: rechte Klappe, Innenansicht (1966 IV 58), ×1,5.

Fig. 9—11: *Eurhomalea coquimbana* (PHILIPPI) — (S. 127).
Pliozän, tiefere Serie; E-Coquimbo, Estero Culebron;
9: linke Klappe, Ornamentation, Abdruck (1966 IV 101), nat. Größe;
10: rechte Klappe, Schloßregion, Abdruck (1966 IV 66), ×1,5;
11: linke Klappe, Schloßregion, Abdruck, (1966 IV 65), ×1,5.

Fig. 12—14: *Eurhomalea hanetiana* (D'ORBIGNY) — (S. 127).
Pliozän, tiefere Serie; E-Coquimbo, Estero Culebron, Rincon San Martin;
12: rechte Klappe, Schloßregion, Abdruck (1966 IV 82), ×1,5;
13: linke Klappe, Schloßregion, Abdruck, (1966 IV 63), ×1,5;
14: rechte Klappe, Schloßregion, Abdruck (1966 IV 64), ×1,5.

Fig. 15—16: *Eurhomalea fuenzalidai* (PHILIPPI) — (S. 128).
Oberstes Pliozän, Estero del Ganso, La Cueva;
15: doppelklappiges Exemplar (1966 IV 68),
a: rechte Klappe, nat. Größe;
b: linke Klappe, nat. Größe.
16: linke Klappe, Innenansicht, Schloßregion, (1966 IV 67), ×1,5.


1
2a
2b
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15a
15b
16

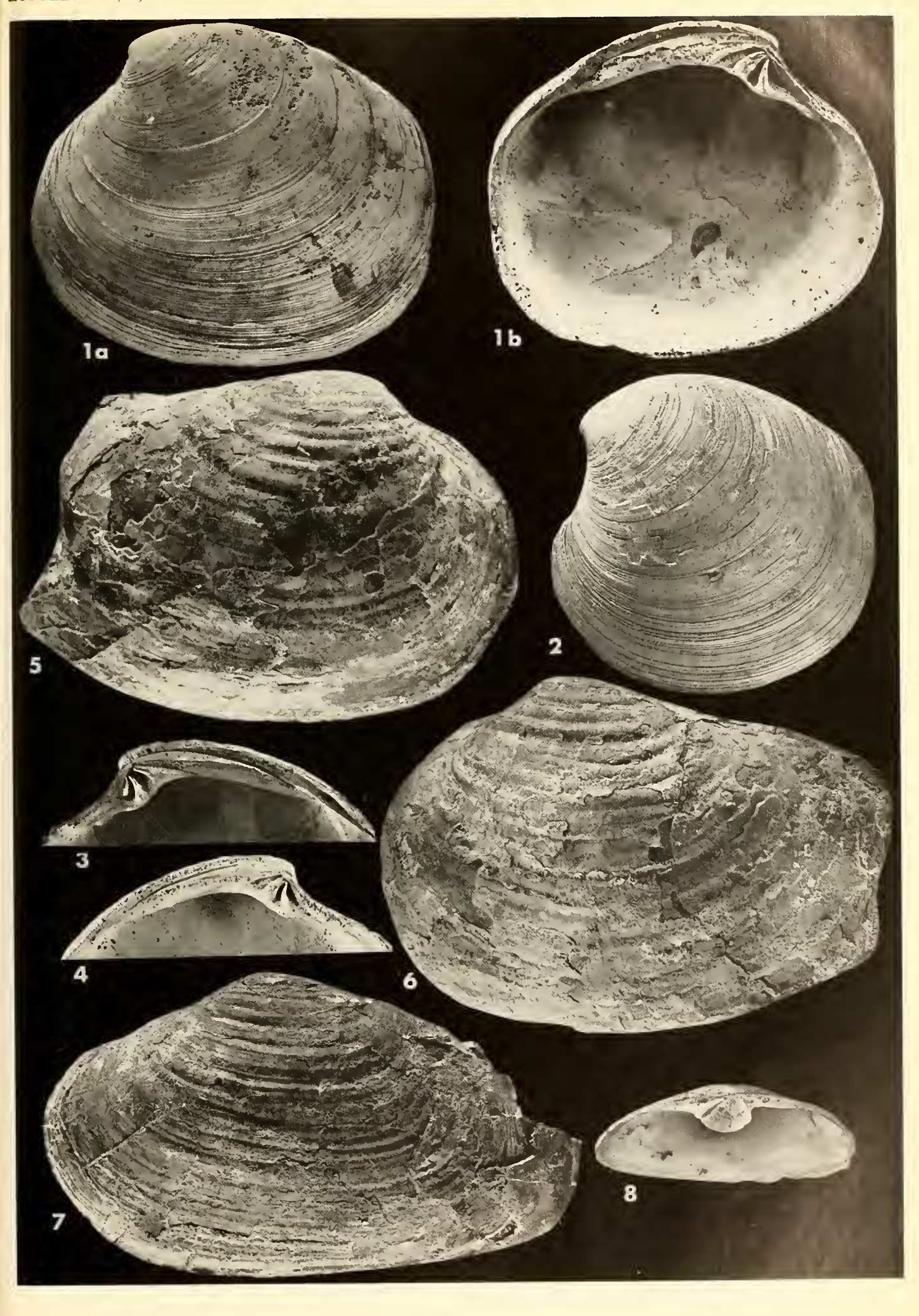
Tafel 13

Fig. 1—4: *Eurhomalea lenticularis* (SOWERBY) — (S. 128).
1: Altpleistozän (Serena-Stufe); Tongoy, N Quebr.Salina Grande, Carretera Panamericana (1966 IV 73);
1a: linke Klappe, Außenansicht, nat. Größe;
1b: dto:, Innenansicht, nat. Größe;
2: Altpleistozän, Tongoy, Carretera Panamericana, N-Quebr.Camarones; linke Klappe, Außenansicht (1966 IV 74), nat. Größe.
3—4: Mittelpleistozän; Quebrada Pachingo, Mündung N-Estancia Tangue;
3: rechte Klappe, Schloßregion (1966 IV 71), nat. Größe;
4: linke Klappe, Schloßregion (1966 IV 72), nat. Größe.

Fig. 5—6: *Panope coquimbensis* (D'ORBIGNY) — (S. 130).
Pliozän, tiefere Serie; Coquimbo, Bahia, Herradura, NE-Winkel;
5: rechte Klappe, Steinkern (1966 IV 102), nat. Größe;
6: linke Klakke, Steinkern (1966 IV 78), nat. Größe.

Fig. 7: *Panope oblonga* (PHILIPPI) — (S. 130).
Pliozän, tiefere Serie;
N-Coquimbo, N-Brücke über Estero Culebron;
linke Klappe, Steinkern (1966 IV 104), nat. Größe.

Fig. 8: *Cryptomya californica* (CONRAD) — (S. 129).
Altpleistozän (Serena-I-Stufe);
S La Serena, Straße La Serena — Ovalle, Tierras Blancas;
linke Klappe, Ansicht der Schloßregion, Chondrophoren-Platte (1966 IV 77), × 2.


1a
1b
5
2
3
4
6
7
8

Tafel 14

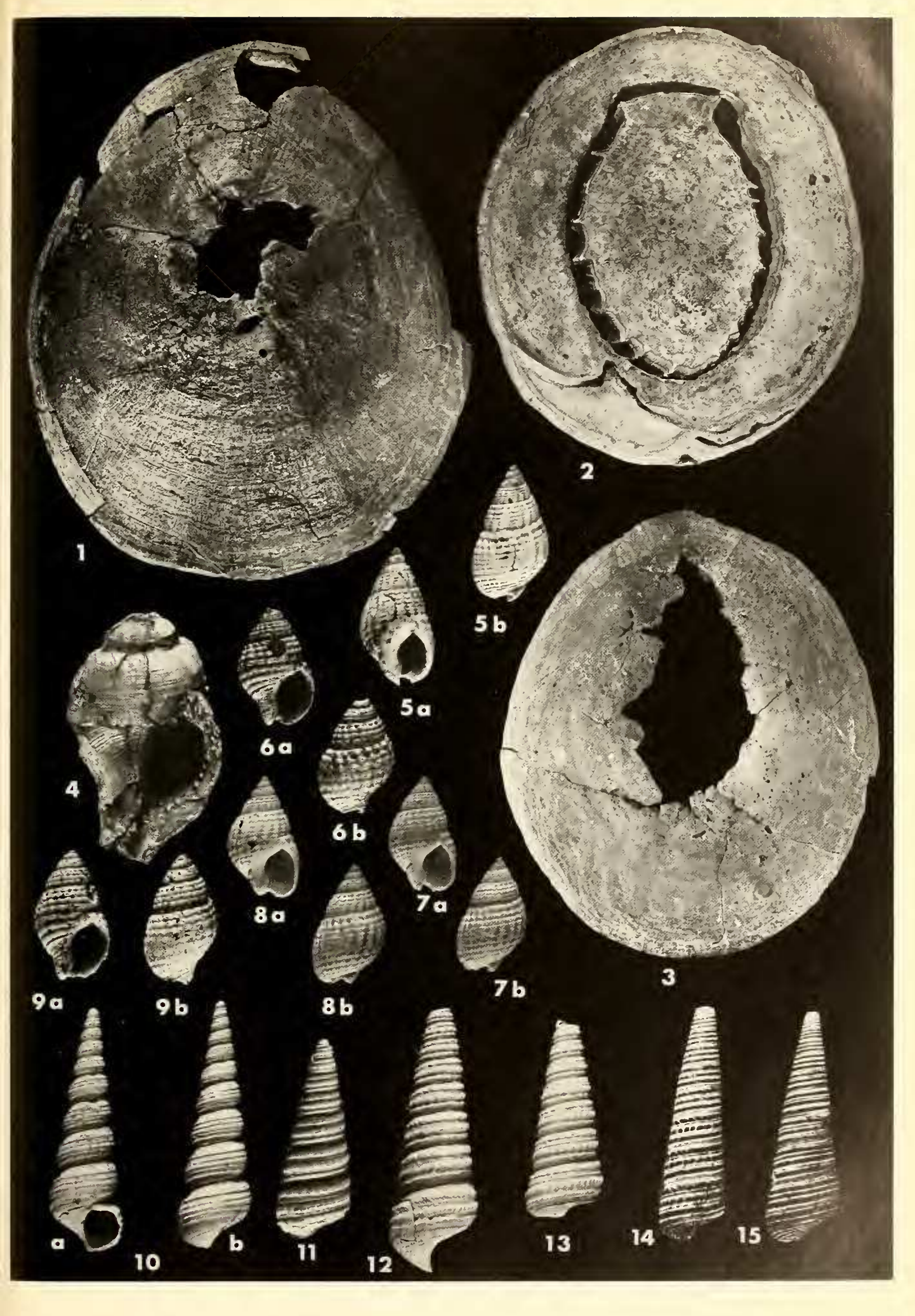
Fig. 1—3: *Patella (Ancistromesus) fuenzalidai* n. sp. — (S. 131);
Pliozän, tiefere Serie; N-Caldera, Bucht S-Punta Cabeza de Vaca;
1: Holotypus (1966 IV 103), ×0,5;
2: Paratypus (1966 IV 104), Innenansicht mit ausbrechender apicaler Kalotte (Myostracum), (vergl. S. 131), ×0,5;
3: Paratypus (1966 IV 105), ×0,5.

Fig. 4: *Fusinus petitianus* (D'ORBIGNY) — (S. 142);
Pliozän; Mejillones, Trockental E Cuesta del Burro; Mündungsansicht (1966 IV 106), nat. Größe.

Fig. 5—9: *Nassarius gayi* (KIENER) — (S. 141);
5a—b: Altpleistozän; Caldera, Hochfläche SE Quebrada Chorillos (1966 IV 107), ×2;
6a, b: oberstes Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva (1966 IV 108), ×2;
7a, b: Altpleistozän; Mejillones, E Cuesta del Burro (1966 IV 110), × 2;
8a, b: dto. (1966 IV 111), ×2;
9a, b: oberstes Pliozän, Estero del Ganso, La Cueva (1966 IV 109), ×2.

Fig. 10—11: *Turritella cingulatiformis* (MÖRICKE) — (S. 132);
10a, b: Pliozän, höhere Serie; Caldera, Quebr. Blanca (1966 IV 112), nat. Größe;
11: Pliozän, höhere Serie; Horcon, Playa Quiliruca, Abdruck (1966 IV 113), ×2.

Fig. 12—15: *Turritella cingulata* (SOWERBY) — (S. 132);
12: Altpleistozän (Serena-I-Stufe); Tongoy, Quebrada Romeral, (1966 IV 114), nat. Größe;
13: dto. (1966 IV 115, nat. Größe;
14: rezent; Horcon, Playa Quiliruca (1966 IV 116), nat. Größe;
15: dto. (1966 IV 117), nat. Größe.


1
2
3
4
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
a
b
10
11
12
13
14
15

Tafel 15

(Alle Abbildungen, außer Fig. 6, in natürlicher Größe)

Fig. 1a, b: *Chorus blainvillei blainvillei* (D'ORBIGNY) — (S. 133);
Pliozän, tiefere Serie; E Coquimbo, Estero Culebron (1966 IV 118).

Fig. 2, 3, 5: *Chorus grandis* (PHILIPPI) — (S. 134);
2: Pliozän, höhere Serie; Quebrada Chañaral de Azeitunas, 800 m NE-Ortschaft (1966 IV 119);
3a, b: Pliozän, höhere Serie; Quebrada Chañaral de Azeitunas, S-Hang bei der Ortschaft; (1966 IV 120);
5a, b: Pliozän, Basis der höheren Serie; Loc. wie Fig. 3, 35 m liegend; (1966 IV 121);

Fig. 4a, b: *Chorus giganteus* (LESSON) — (S. 135);
Rezent, Playa N Mündung Rio Tubul, Arauco, (1966 IV 122).

Fig. 6: *Chorus doliaris* (PHILIPPI) — (S. 134);
Pliozän, höhere Serie; Quebrada Honda, N-Ufer, Anstieg Carretera Panamericana (1966 IV 123), · 1,5.


1
a
b
2
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6

Tafel 16

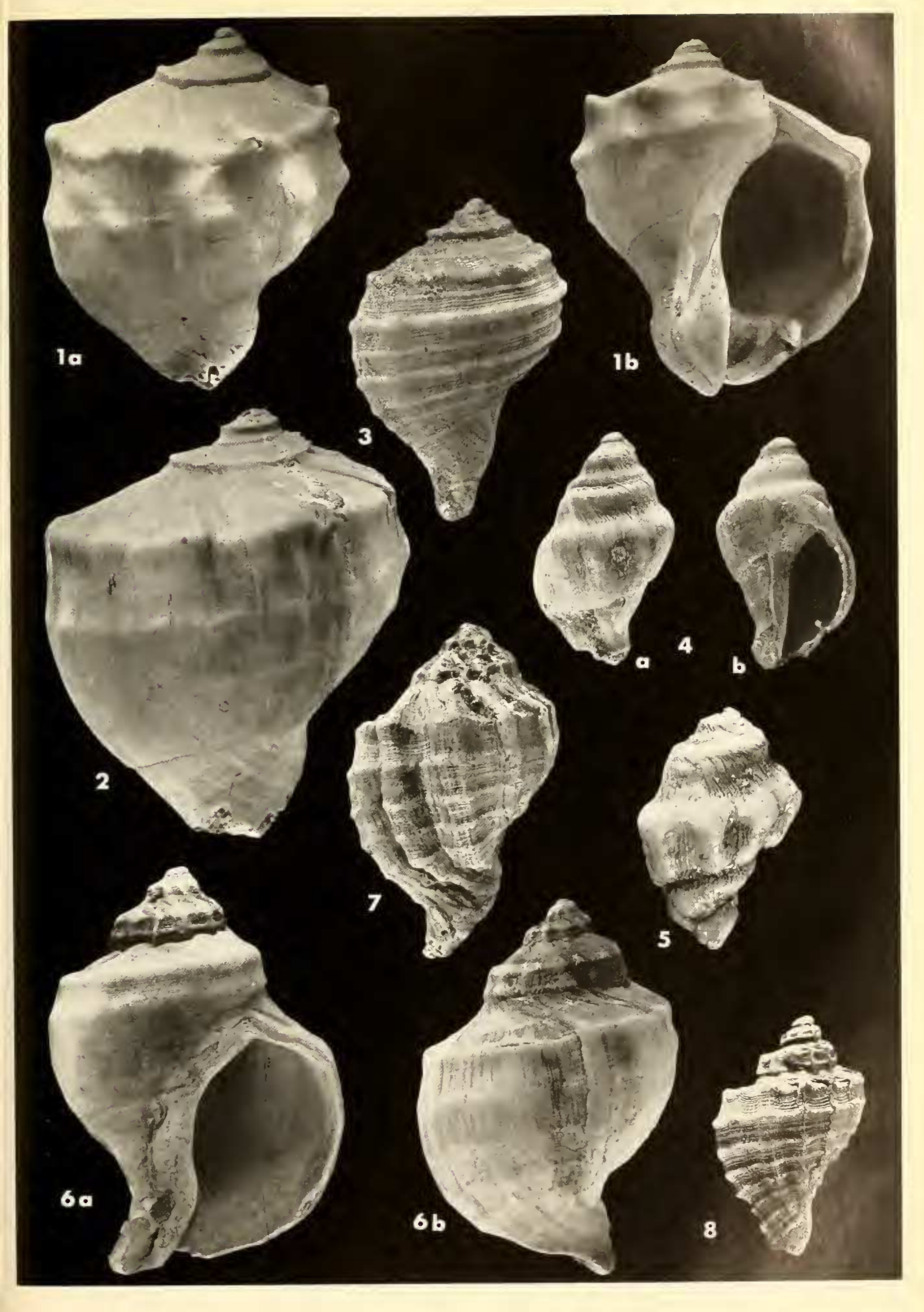
Fig. 1—2: *Chorus blainvillei nodosus* (MÖRICKE) — (S. 133);
Pliozän (höhere Serie); SE-Caldera, W-Fuß Co. Lecheros;
1: (1966 IV 124), nat. Größe;
2: (1966 IV 125), nat. Größe.

Fig. 3: *Chorus doliaris* (PHILIPPI) — (S. 134);
Höheres Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva; (1966 IV 126), nat. Größe.

Fig. 4a, b: *Nucella (Acanthinucella) philippii* (MÖRICKE) — (S. 140);
Pliozän, tiefere Serie; E Coquimbo, Estero Culebron (1966 IV 127), ×2.

Fig. 5: *Nucella (Acanthinucella) philippii* (MÖRICKE) — (S. 140);
Pliozän (höhere Serie); Caldera, Quebr. Blanca, Aufarbeitungslage (1966 IV 128), × 2,5.

Fig. 6—8: *Xanthochorus cassidiformis* (BLAINVILLE) — (S. 136);
6a, b: Holozän (Vega-Stufe); Tongoy, Mündung Quebrada Pachingo, (1966 IV 129), nat. Größe;
7: Mittelpleistozän (Herradura-Stufe); Tongoy, Quebrada Salinita; (1966 IV 130), nat. Größe;
8: Altpleistozän (Serena-II-Stufe); Caldera, Bahia Inglesa, (1966 IV 131), nat. Größe.


1a
1b
3
2
4
a
b
7
5
6a
6b
8

Tafel 17

(Alle Abbildungen in natürlicher Größe)

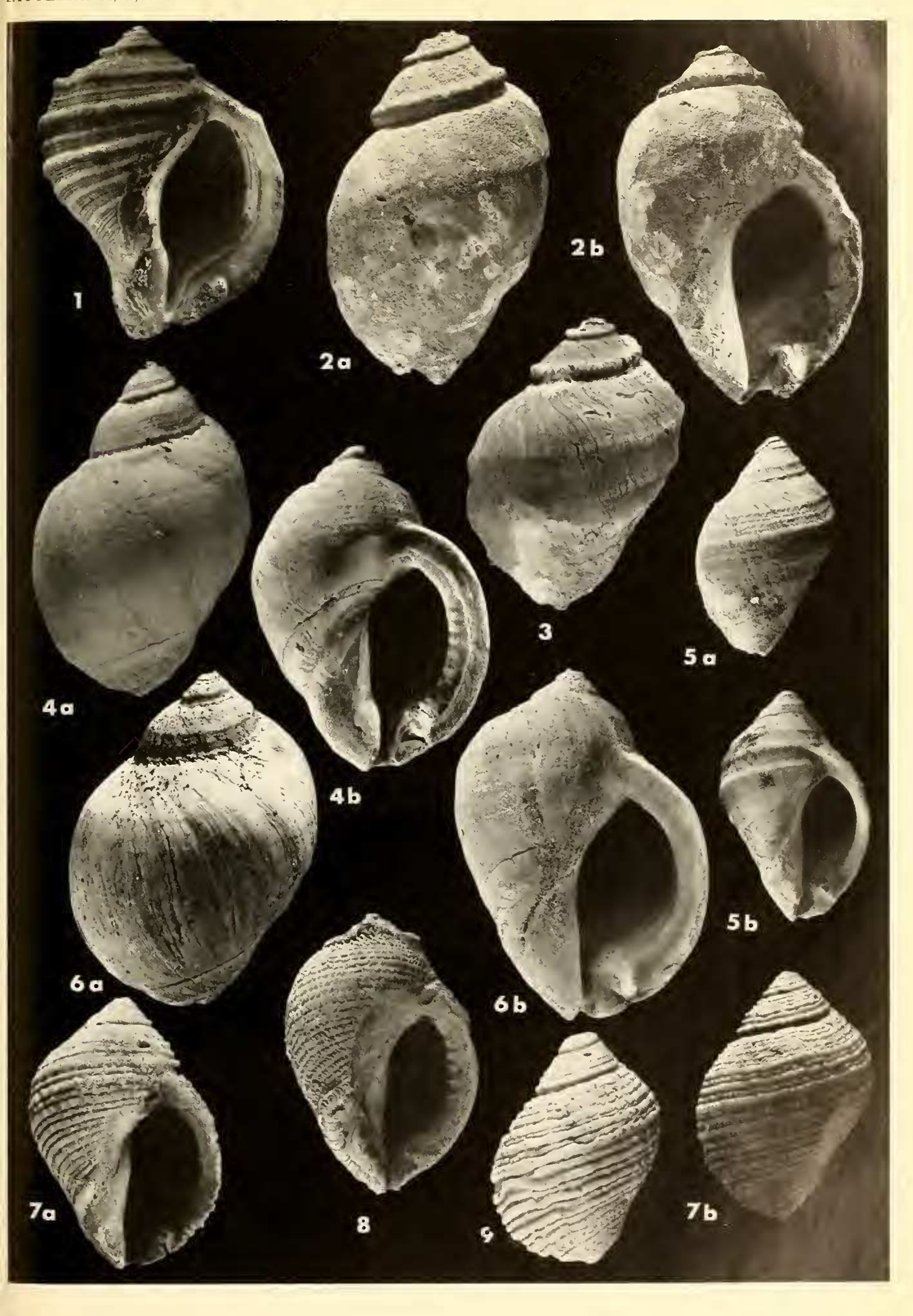
Fig. 1: *Chorus doliaris* (PHILIPPI) — (S. 134);
Höheres Pliozän; Estero del Ganso, La Cueva; 1966 IV 126), (vergl. Taf. 16, Fig. 3).

Fig. 2—3: *Nucella (Acanthina) crassilabrum costata* (SOWERBY) — (S. 139);
2a, b: Pliozän (höhere Serie); Quebrada Chañaral de Azeitunas, 600 SW der Ortschaft (1966 IV 132);
3: dto. (1966 IV 133).

Fig. 4, 6: *Nucella (Acanthina) crassilabrum crassilabrum* (LAMARCK) — (S. 138);
4a, b: Altpleistozän (Serena-I-Stufe); Tongoy, Carretera Panamericana, N-Quebrada Salinita (1966 IV 134);
6a, b: Pliozän, höhere Serie; SE-Caldera, SW-Fuß Cº. Lecheros (1966 IV 135).

Fig. 5: *Nucella (Acanthina) crassilabrum acuminata* (SOWERBY) — (S. 140);
Altpleistozän (Serena-II-Stufe); Caldera, Quebrada Blanca (1966 IV 136).

Fig. 7—9: *Nucella (Acanthina) crassilabrum calcar* (MARTYN) — (S. 139);
Pliozän (höhere Serie); Quebrada Honda, N-Ufer, Anstieg Carretera Panamericana;
7a, b: (1966 IV 137);
8: (1966 IV 138);
9: (1966 IV 139).


1
2a
2b
3
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
8
9
7b

Tafel 18

Fig. 1—3: *Concholepas nodosa* (Moricke) — (S. 137);
1a, b: Pliozän (höhere Serie); SE-Caldera, SW-Fuß Co. Lecheros, (1966 IV 140), nat. Größe;
2: Pliozän (? höhere Serie); S-Caldera, Quebrada Chorillos (1966 IV 141), nat. Größe;
3. stark abgerolltes Exemplar; Pliozän (höhere Serie); N Maitencillo, Corcon (1966 IV 142), · 1,5.

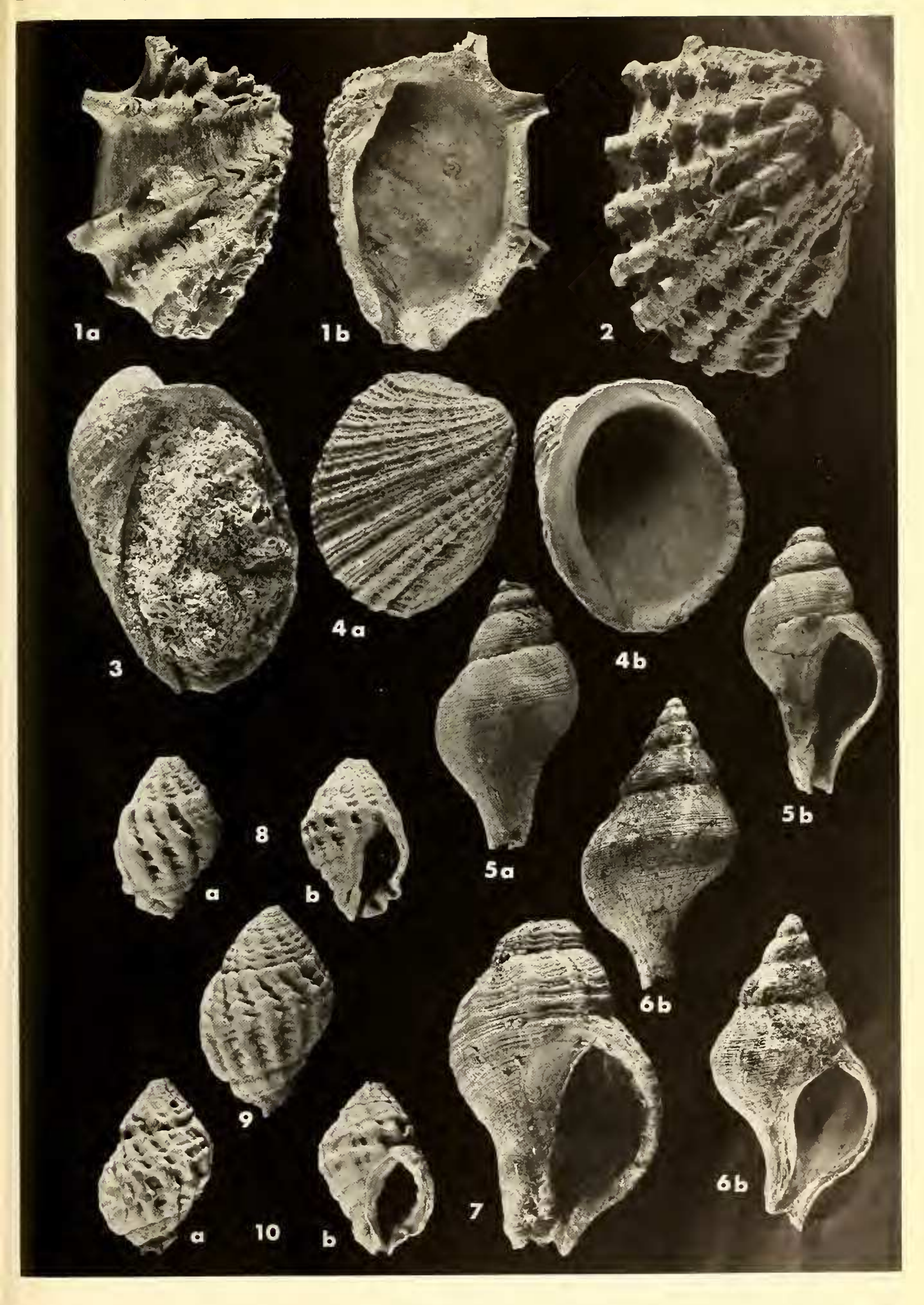
Fig. 4a, b: *Concholepas concholepas* (Bruguière) — (S. 136);
Altpleistozän (Serena-I-Stufe); E-Caldera, NW-Fuß Co. Lecheros, Carretera Panamericana, (1966 IV 143), nat. Größe.

Fig. 5a, b: *Fusinus remondi* (Philippi) — (S. 141);
Pliozän (höhere Serie); Tongoy, W Co. Notable (1966 IV 144), nat. Größe.

Fig. 6a, b: *Fusinus steinmanni* (Möricke) — (S. 142);
Pliozän (höhere Serie); Caldera, Quebrada Blanca, (1966 IV 145), nat. Größe.

Fig. 7: *Fusinus remondi* (Philippi) — (S. 141);
Detail der Ornamentierung; Pliozän, höhere Serie; Quebrada Chañaral de Azeitunas, S-Ufer, SW-Ortschaft, (1966 IV 146); · 1,5.

Fig. 8—10: *Nucella (Acanthinucella) mirabilis* (Möricke) — (S. 140);
Pliozän, höhere Serie; Tongoy, W Co. Notable, zwischen Quebrada Salina Grande und Quebrada Salinita;
8a, b: (1966 IV 147), nat. Größe;
9: (1966 IV 148), nat. Größe;
10a, b: (1966 IV 149), nat. Größe.


1a
1b
2
3
4a
4b
5a
5b
6b
6b
7
8
a
b
9
10
a
b